

**UNIVERSIDADE DE LISBOA  
FACULDADE DE CIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**



**CARACTERIZAÇÃO, EVOLUÇÃO E ANÁLISE DE  
SUSCETIBILIDADE À OCORRÊNCIA DE INSTABILIDADES  
DAS ARRIBAS DO ARCO BALEAL - BOM SUCESSO  
(PENICHE-ÓBIDOS)**

**NUNO DUARTE CHAVES PENACHO**

***DISSERTAÇÃO***

***MESTRADO EM GEOLOGIA APLICADA***

***(ESPECIALIZAÇÃO EM GEOLOGIA DE ENGENHARIA)***

**2012**



**UNIVERSIDADE DE LISBOA  
FACULDADE DE CIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**



**CARACTERIZAÇÃO, EVOLUÇÃO E ANÁLISE DE  
SUSCETIBILIDADE À OCORRÊNCIA DE INSTABILIDADES  
DAS ARRIBAS DO ARCO BALEAL - BOM SUCESSO  
(PENICHE-ÓBIDOS)**

**NUNO DUARTE CHAVES PENACHO**

***DISSERTAÇÃO***

***MESTRADO EM GEOLOGIA APLICADA***

***(ESPECIALIZAÇÃO EM GEOLOGIA DE ENGENHARIA)***

**Dissertação orientada pelo Professor Doutor Fernando M. S. F. Marques**

**2012**





# Índice

Página

<i>Agradecimentos</i> .....	<i>iii</i>
<i>Lista de acrónimos</i> .....	<i>v</i>
<i>Resumo</i> .....	<i>vii</i>
<i>Abstract</i> .....	<i>ix</i>
<b>1. Introdução</b> .....	<b>1</b>
<b>2. Situação de referência</b> .....	<b>5</b>
<b>2.1. Enquadramento geográfico e legal</b> .....	<b>5</b>
<b>2.2. Enquadramento geológico</b> .....	<b>7</b>
2.2.1. Caracterização regional .....	7
2.2.2. Caracterização litoestratigráfica .....	10
<b>2.3. Enquadramento geotécnico</b> .....	<b>18</b>
<b>2.4. Enquadramento hidrogeológico e geomorfológico</b> .....	<b>20</b>
<b>3. Fundamentos teóricos</b> .....	<b>23</b>
<b>3.1. Noções básicas de vertentes</b> .....	<b>23</b>
3.1.1. Quedas (Falls) .....	25
3.1.2. Tombamentos ( <i>Toppling</i> ) .....	27
3.1.3. Escorregamentos ( <i>Slides</i> ) .....	28
3.1.4. Fluxos ( <i>Flows</i> ) .....	30
<b>3.2. Análise de coberturas aerofotográficas verticais</b> .....	<b>32</b>
<b>3.3. Regime de agitação marítima</b> .....	<b>34</b>
3.3.1. Conceitos de ondulação .....	34
3.3.2. Fundamentos do modelo SWAN .....	39
<b>3.4. Estatística na análise de suscetibilidade</b> .....	<b>43</b>
3.4.1. Método bivariado do Valor Informativo .....	44
3.4.2. Curva de Sucesso e ROC como validação .....	46
<b>4. Métodos e resultados</b> .....	<b>49</b>
<b>4.1. Trabalhos com fotografia aérea</b> .....	<b>49</b>
4.1.1. Processamento preliminar sobre o voo RAF .....	49
4.1.2. Compilação de dados por fotointerpretação .....	51
4.1.3. Resultados .....	54
<b>4.2. Caracterização morfométrica</b> .....	<b>56</b>
4.2.1. Mapa de declives ( <i>Slope</i> ) .....	57
4.2.2. Mapa de exposições ( <i>Aspect</i> ) .....	58
4.2.3. Mapa de direções de fluxo ( <i>Flow direction</i> ) .....	59
4.2.4. Mapa de curvaturas em perfil ( <i>Profile curvature</i> ) .....	60
4.2.5. Mapa de curvaturas em planta ( <i>Plan curvature</i> ) .....	62

<b>4.3.</b>	<b>Modelação da agitação marítima .....</b>	<b>64</b>
4.3.1.	Processamento de dados .....	64
4.3.2.	Resultados .....	66
<b>5.</b>	<b><i>Avaliação da suscetibilidade.....</i></b>	<b>71</b>
<b>5.1.</b>	<b>Compilação de dados .....</b>	<b>71</b>
<b>5.2.</b>	<b>Resultados.....</b>	<b>75</b>
<b>6.</b>	<b><i>Conclusões .....</i></b>	<b>81</b>
<b>7.</b>	<b><i>Referências bibliográficas .....</i></b>	<b>85</b>
	<b><i>Instrumentação utilizada.....</i></b>	<b>93</b>
	<b><i>Anexos.....</i></b>	<b>107</b>

# Agradecimentos

Venho por este meio agradecer a todas as pessoas/instituições que contribuíram direta ou indiretamente na elaboração desta dissertação.

Em primeiro lugar ao meu orientador **Prof. Doutor Fernando Marques**, que desde o final da licenciatura até ao momento, e com toda a certeza, futuramente, continuará a ajudar a definir linhas de pensamento e abordagens a utilizar face a às problemáticas a “atacar”. Ao mesmo tempo considero-o um investigador de referência e agradeço a possibilidade de integrar a equipa deste projeto, que me ensinou e ajudou a amadurecer bastante no que respeita à temática das arribas.

À minha “co-orientadora” e pré-Doutora **Rita Matildes**, que partilhou comigo não as “passas do Algarve” mas as passas do Tejo, e me foi dando em certos momentos algumas luzes, além de ter sido o meu braço direito. Esperando desde já que continuemos a trabalhar juntos nesta problemática.

Ao meu colega de mestrado e de projeto, **André Vinhas**, que me transmitiu muitos conceitos e alguma da sua experiência de trabalho sobre arribas. Acompanhando-me e levando comigo durante ano e meio, não tendo qualquer tipo de dúvidas que dado ao seu empenho e profissionalismo será um grande geólogo.

Ao mestre conselheiro **Celso Pinto**, que me mostrou muitos dos problemas reais e algumas das soluções a adotar, além das dores de cabeça quando se envolve trabalhar com o litoral. Agradeço ainda a possibilidade em reconhecer a extensa área de litoral de arriba sob a jurisdição da ARH Tejo, I.P., desde a praia Velha (Marinha Grande) até ao cabo Espichel (Sesimbra). Que futuramente continuemos a trabalhar sãos e salvos!

À futura Doutora **Alexandra Oliveira**, que me orientou e ensinou muito sobre o processamento de dados de agitação marítima, as ajudas no trabalho de campo e no “tráfico” de bibliografia, que sem dúvida alguma foi bastante importante no fecho da caracterização deste litoral. Que os blocos das plataformas continuem a rolar e a arrastar, isto é, em certa parte...

À Prof. Doutora Paula Redweik, pelos aconselhamentos durante a tentativa fotogramétrica do voo RAF e no acompanhamento dos levantamentos de campo.

Ao Prof. Doutor César Andrade e Prof. Doutor Rui Taborda, que me foram transmitindo os seus conhecimentos durante a licenciatura e mestrado, mas sobretudo, pela ajuda na avaliação dos resultados finais da caracterização do clima de agitação marítima.

Às minhas colegas de projeto, e também futuras Doutoradas Mafalda Carapuço e Tanya Silveira, pelo ensinamento na utilização do SWAN, transmitindo a sua experiência e sabedoria.

Ao meu colega de licenciatura e projeto Hugo Sousa, que ajudou bastante a parilha das arribas nos levantamentos de campo.

À Proteção Civil dos Municípios de Peniche e Óbidos, em especial para os técnicos Marco Cardoso e José António Rodrigues, pela amabilidade em acompanhar os trabalhos de campo.

Ao Centro de Geologia da FCUL que atualmente faço parte, possuindo excelentes investigadores.

A todos os meus colegas que trabalham na orla litoral, do corredor desalmado do 3º piso aos cromos do 2º.

À minha família (pais e irmãos em especial) e amigos, por motivos óbvios, sem eles não somos nem nunca seremos ninguém, pois são estes elementos o motor da nossa vida.

À classe de Capoeira do Sporting Clube de Portugal que ao longo destes anos me tem dado força, agilidade física e mental para ultrapassar todas as dificuldades. Em especial para o meu mestre e aos colegas de longa data, que o futuro seja não menos do que o projetamos no momento.

***Por isto tudo, Muito Obrigado...***

# Lista de acrónimos

<b><i>APA</i></b>	Agência Portuguesa do Ambiente, I.P.
<b><i>ARH Tejo</i></b>	Administração da Região Hidrográfica do Tejo, I.P.
<b><i>ARTOP</i></b>	Aero-Topográfica, Lda
<b><i>ASTER</i></b>	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
<b><i>CAD</i></b>	Computer Aided Design
<b><i>CERC</i></b>	Coastal Engineering Research Centre
<b><i>Dat73 – IPCC</i></b>	Coordenadas com elipsoide Hayford, Datum Lisboa com ponto central na Serra da Melriça
<b><i>DGOTDU</i></b>	Direcção-Geral do Ordenamento do Território e Desenvolvimento Urbano
<b><i>DGPS</i></b>	Differential Global Positioning System
<b><i>DGSFA</i></b>	Direção Geral dos Serviços Florestais e Aquícolas
<b><i>DRAOT</i></b>	Direção Regional do Ambiente e Ordenamento do Território
<b><i>ESRI</i></b>	Environmental Systems Research Institute, Inc.
<b><i>ETRS89-PT-TM06</i></b>	European Terrestrial Reference System 1989, Coordenadas com elipsóide GRS80, projeção transversa de Mercator, Datum Lisboa
<b><i>FAP</i></b>	Força Aérea Portuguesa
<b><i>GPS</i></b>	Global Positioning System
<b><i>GSI</i></b>	Geological Strength Index
<b><i>IGP</i></b>	Instituto Geográfico Português, I.P.

<b><i>IGeoE</i></b>	Instituto Geográfico do Exército
<b><i>INAG</i></b>	Instituto da Água, I.P.
<b><i>INE</i></b>	Instituto Nacional de Estatística, I.P.
<b><i>IPCC</i></b>	Instituto Português de Cartografia e Cadastro
<b><i>ISRM</i></b>	International Society of Rock Mechanics
<b><i>IH</i></b>	Instituto Hidrográfico, I.P.
<b><i>MDE</i></b>	Modelo Digital de Elevação
<b><i>MDT</i></b>	Modelo Digital de Terreno
<b><i>POOC</i></b>	Plano de Ordenamento da Orla Costeira
<b><i>POVT</i></b>	Programa Operacional Valorização do Território
<b><i>RAF</i></b>	Royal Air Force
<b><i>REN</i></b>	Reserva Ecológica Nacional
<b><i>ROC</i></b>	Receiver Operator Characteristic
<b><i>RTK</i></b>	Real Time Kinematic
<b><i>SIG</i></b>	Sistema de Informação Geográfico
<b><i>SPLAL</i></b>	Sociedade Portuguesa de Levantamentos Aéreos, Lda.
<b><i>SNIRH</i></b>	Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos
<b><i>SWAN</i></b>	Simulating Waves Nearshore
<b><i>UOPG</i></b>	Unidades Operativas de Planeamento e Gestão
<b><i>USAF</i></b>	United States Air Force
<b><i>USGS</i></b>	United States Geological Survey

# Resumo

A evolução do litoral de arriba é uma das grandes problemáticas no que diz respeito ao ordenamento da orla costeira. Distintos tipos e dimensões de movimentos de massa de vertente ocorrem como processos naturais, sendo mecanismos dinâmicos de elevada perigosidade, muitas das vezes implicando vidas humanas e/ou bens materiais.

Com o intuito em determinar a possibilidade de futuras ocorrências, procedeu-se à avaliação da componente espacial dessa perigosidade, a suscetibilidade. Este estudo passa ainda por justificar recorrendo a metodologias numéricas, quais os fatores de predisposição que possuem maior peso na dinâmica destas arribas, quer sejam de natureza geológica (litologia, estrutura, ...), geomorfológica (altura, declive, ...) ou marítima (potência de onda).

As etapas base deste trabalho passaram pela criação de uma cartografia temática de pormenor para os diferentes níveis de informação, obtidos a partir de ortofotomapas, topografia digital de terreno e reconhecimento de campo, além da inventariação dos recuos em arriba ocorridos ao longo dos últimos 60 anos, obtidos por análise comparativa de fotografia aérea. A avaliação de suscetibilidade foi efetuada estatisticamente recorrendo ao método bivariado do Valor Informativo, correlacionando cada classe de cada fator de predisposição com a existência ou não de movimento de vertente. Os modelos foram posteriormente validados através da Curva de Sucesso, justificando face a um modelo ideal qual a performance de cada um ou, conjunto dos fatores de predisposição, através do cálculo da Área Abaixo da Curva (AAC). Para o melhor modelo obtido utilizou-se a Curva Característica de Operação (ROC), determinando a probabilidade de ocorrência de instabilidade numa dada vertente.

A avaliação do grau de suscetibilidade é portanto uma parte essencial dos estudos a efetuar em litorais de arriba, uma vez que possibilitará a identificação e delimitação de setores críticos, definindo faixas de risco e contribuindo para um mais eficiente ordenamento do uso e ocupação do território.

**Palavras-Chave:** Arribas; Peniche-Óbidos; Caracterização do Litoral; Movimentos de Massa de Vertente; Suscetibilidade.





# Abstract

The evolution of coastal cliffs is one of the greatest problems in coastal planning. Distinct types and sizes of mass movements occur as part of natural processes, and dynamic mechanisms that present high hazard/risk, often involving human life and/or property.

In order to determine the possibility of future occurrences, was determined the susceptibility, or spatial hazard component. This work also intends to identify, by using numerical methods, the predisposing factors that have the most contribute to the dynamics of these cliffs, whether they are geological (lithology, structure, ...), geomorphology (high, slope, ...) or maritime (wave power).

This work was based on a detailed thematic cartography of different information levels obtained from orthophotomaps, digital terrain topography and field work, besides the inventory of cliff retreats occurred over the last 60 years, obtained by aerial photography analysis. The susceptibility evaluation was performed using the bivariate statistical method, Information Value, correlating each class of each predisposing factor with the existence or non-existence of mass movement. The model was subsequently validated using the Success Curve, in which the performance of each set of predisposing factors was compared with an ideal model, by calculating the Area Under the Curve (AUC). For the best model obtained, the Receiver Operating Characteristic (ROC) was used to determine the probability of an instability occurring on a given cliff section.

The susceptibility assessment is essential in the study of cliffed coasts because it is the base of the identification and delimitation of the most critical locations, and aids the definition of hazard areas, that, in turn contribute to a more efficient management of land use.

**Keywords:** Coastal Cliffs; Peniche-Óbidos; Coastline Characterization; Landslides, Susceptibility.



# 1. Introdução

A corrente dissertação foi desenvolvida no âmbito dos estudos para a caracterização da margem terrestre em litoral de arriba, entre o cabo Espichel e S. Pedro de Moel, do projeto “Criação e implementação de um sistema de monitorização no litoral abrangido pela área de jurisdição da Administração da Região Hidrográfica do Tejo, I.P.”. Identificando processos ativos, quantificando a evolução histórica e definindo áreas críticas.

A ocupação do espaço litoral tem vindo a crescer exponencialmente nas últimas décadas, o que tem levado a inúmeros trabalhos, envolvendo variados ramos como Geologia Costeira, Geologia de Engenharia, Geotecnia, Hidrogeologia e Geomorfologia. Num país com 91.946km<sup>2</sup> de superfície, onde 93% da população reside a menos de 100km da linha de costa, concentrando-se sobretudo sobre a fachada Atlântica, de Viana do Castelo a Setúbal e no litoral Algarvio (INE, 2004). Tamanho desenvolvimento envolve um acréscimo proporcional do risco material e humano, que tem sido um tema preocupante e com crescente interesse nos últimos anos no que se refere especificamente à problemática das arribas.

O estudo da suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente, servirá de base na definição futura das faixas de risco para uso balnear e ocupação. Este trabalho visa prevenir acontecimentos como os ocorridos em Agosto de 2005, tendo um casal de turistas espanhóis morrido devido à queda de blocos na praia da Almagreira, onde já em 2003 havia um turista alemão perdido a vida num desabamento.

Os objetivos previstos para além de uma cartografia geológica de pormenor, passaram pela definição das características intrínsecas e extrínsecas às arribas, com o intuito de justificar a razão das instabilidades. Ao se poder correlacionar esses parâmetros com ocorrência de movimentos, obtêm-se resultados estatísticos que devidamente validados permitem avaliar a totalidade das vertentes, divididas em unidades de terreno, com uma dada suscetibilidade. A abordagem a estes fatores foi elaborada à escala regional, com metodologias simplificadas e as mais fidedignas possíveis, de forma a obter os melhores resultados possíveis.

Para compreender a evolução das arribas há que acima de tudo entender os processos, dinâmica e mecanismos que ocorrem na zona costeira, além da sua própria definição. A terminologia da palavra litoral varia bastante conforme o autor, correspondendo à faixa que se estende entre um limite superior, caracterizado por uma arriba ou por ocupação permanente de vegetação não tolerante ao sal, até um limite inferior submarino, limite este cuja profundidade seja tal que as ondas não interajam com o fundo. No litoral de Peniche-Óbidos poder-se-á encontrar as duas situações, sendo maioritariamente o limite superior definido por um escarpado rochoso. No entanto, no local onde desagua o rio de Trás e a jusante do vale Benfeito esse limite é dado pela vegetação. Na costa ocidental portuguesa o limite inferior situa-se habitualmente a rondar os 10m de profundidade (Andrade, 1997).

Compreendendo a interação entre diferentes mecanismos ambientais que levam à dinâmica dos processos costeiros, torna possível a explicação da variedade geomorfológica ao longo dos cerca de 950km de costa portuguesa. Ao longo desta extensão de costa ocorrem diversos sistemas de praia, quer sejam eles de praia-duna, praia-arriba; sistemas flúvio-marinhos, que originam ambientes lagunares, ou mesmo e sistemas de arriba.

Designa-se por arriba (*coastal cliff, sea cliff*) a uma forma particular de vertente costeira abrupta ou um declive elevado, em regra talhada em materiais coerentes pela ação conjunta dos agentes morfogénicos marinhos, continentais e biológicos (CNREN, 2010). Arriba fóssil ou inativa é aquela que no passado foi alvo de instabilidades por ação direta da ondulação, e hoje em dia, a sua evolução é dada meramente por processos subaéreos. Na literatura anglo-saxónica podemos ainda encontrar o termo “*bluff*”, referente a vertentes erodidas em material não consolidado de origem glacial (*glacial till*), que se depositaram diretamente pelo glacial nas margens costeiras, constituído por uma mistura heterogénea e caótica de argilas, areias, cascalhos e blocos de dimensões significativas. Arribas cortadas em solos, geralmente sobreconsolidados mas com outras origens, são também frequentemente designadas por “*bluff*”.

As arribas são consideradas formas geomorfológicas costeiras de primeira importância, visto ocorrerem em aproximadamente 80% da linha de costa mundial (Emery and Kuhn, 1982). Algumas destacam-se por apresentarem mais de 100m de altura (a maior chega a

cerca de 1km de altura no Chile), com inclinações a variar maioritariamente entre os 40° e os 90° para rochas mais ou menos competentes.

Ao longo do litoral português podem-se encontrar arribas pertencentes a formações de variadas idades, desde o Paleozóico na costa Alentejana (complexo Xisto-Grauváquico da Costa Vicentina) ao Holocénico. Muitas dessas arribas têm vindo a ser modeladas desde o Pleistocénico, algumas resultado de antigos níveis do mar que deram origem a relevos costeiros que hoje em dia são património natural (Arriba Fóssil da Costa de Caparica), outras ainda hoje a serem talhadas pelo mar e por processos subaéreos, em constante evolução (Figura 1.1).



**Figura 1.1 – Exemplo de um movimento de massa detetado a 5 de Maio de 2011 entre a praia do Rei do Cortiço e D’El Rei, com detritos percorrendo uma distância máxima de 30m sobre a face de praia. Proveniente de uma arriba com 40m de altura, condicionado pela descompressão do maciço segundo a fraturação regional. Provavelmente este movimento é do tipo complexo, inicialmente o bloco rompeu pela base, sob a forma de um escorregamento translacional, seguido de sucessivas roturas por zonas de fraqueza, originando inúmeros movimentos internos, correspondentes à fragmentação da massa deslocada que, pela inercia que os animava, permitiu o rolamento de alguns blocos até 30m do sopé da escarpa.**

Tendo em consideração os objetivos propostos para este trabalho, optou-se por estruturar o presente documento da seguinte forma:

- ✓ **segundo capítulo** contem os enquadramentos da área de estudo, resultado da vasta pesquisa bibliográfica e trabalhos de campo;
- ✓ **terceiro capítulo** resulta numa passagem pelas introduções teóricas da dinâmica e processos das vertentes; das noções básicas para o trabalho com fotografia aérea; da mecânica das ondas do mar; do funcionamento do modelo de simulação de ondas SWAN; e os conceitos estatísticos utilizados para a análise da suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente. O intuito deste capítulo passa por dar a conhecer aos interessados as noções gerais dos métodos utilizados;
- ✓ **quarto capítulo** inserem-se os métodos adotados para a aquisição de dados e alguns dos resultados obtidos. Aqui está incluída a informação extraída a partir de fotografia aérea (inventário de movimentos, áreas e volumes perdidos), os fatores morfométricos (altura, declive, ...) extraídos do modelo digital de terreno e a modelação do regime de agitação a norte de Peniche;
- ✓ **quinto capítulo** refere-se à avaliação da suscetibilidade, que ao contrário do segundo e terceiro capítulo que funcionaram meramente como etapas de trabalho para aquisição de dados, este é ponto final onde todos os dados adquiridos são compilados, conjugados e analisados estatisticamente, incluindo os resultados finais;
- ✓ **sexto e sétimo capítulo** são reservados às conclusões, contendo um apanhado do trabalho efetuado e seus resultados, e referências bibliográficas;
- ✓ por fim deixou-se um “capítulo” reservado aos conceitos da **instrumentação utilizada**, unicamente para consulta, seguido dos **anexos**, onde estão contidas as tabelas dos valores informativos de cada classe para cada fator.

## 2. Situação de referência

### 2.1. Enquadramento geográfico e legal

A extensão de arribas em estudo está localizada geograficamente no litoral centro português, 3km a nordeste de Peniche, no distrito de Leiria, nos concelhos de Óbidos e de Peniche, faixa litoral cuja autoridade marítima é exercida pela Capitania do Porto de Peniche. Iniciando a sul, no Baleal, esta de linha de costa prolonga-se ao longo de 10km para nordeste até ao Gronho (Figura 2.1), com uma orientação predominantemente SW-NE, começando a rodar para um E-W na Almagreira. Verifica-se que 90% desta área, as praias são delimitadas no interior por vertentes rochosas, os restantes 10% estão reservados a sistemas dunares, que, em determinados casos acabam por cobrir as arribas, como se verifica nas praias do Bom Sucesso (sazonalmente), D’El Rei e Pico da Mota.

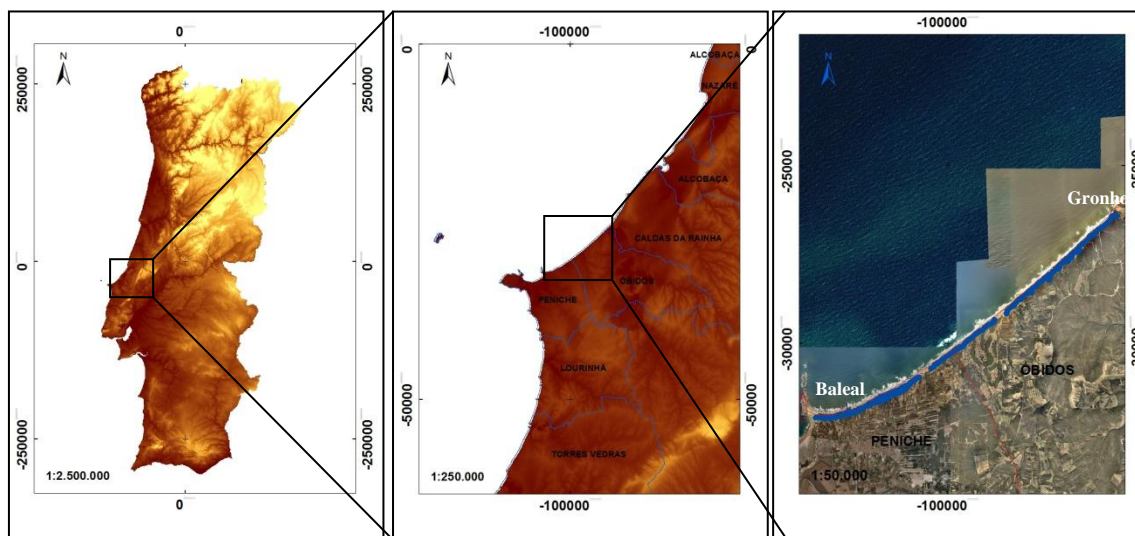
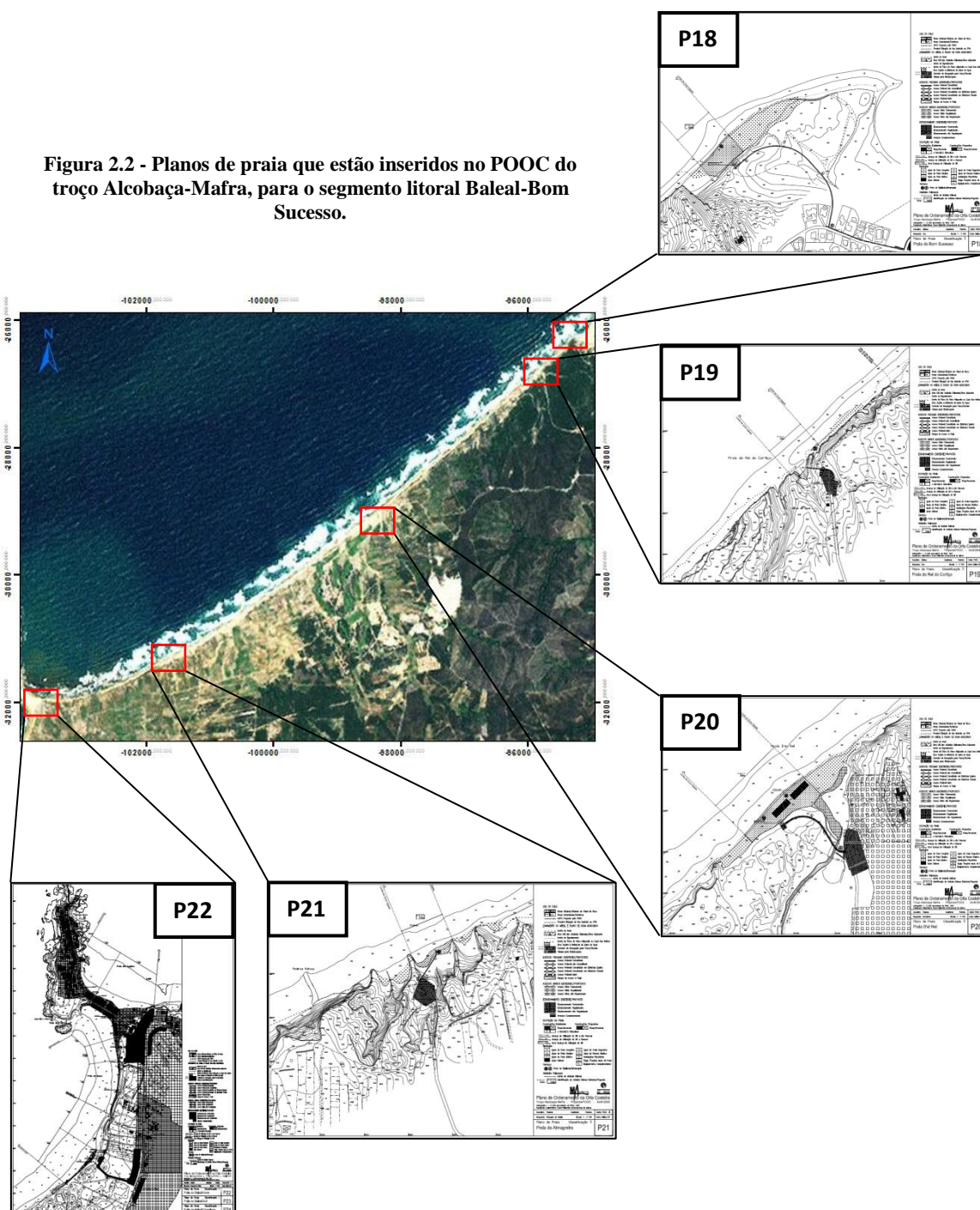


Figura 2.1 - Localização do troço de estudo. A azul à direita, os três grandes segmentos de arriba.

A área de estudo encontra-se abrangida pelo Plano de Ordenamento da Orla Costeira (POOC) Alcobça-Mafra, instituindo para a sua área de intervenção regras de ocupação, uso e transformação do território, além da definição de normas de gestão urbanística. O presente plano, em vigor desde 2002, estabelece para este troço duas Unidades Operativas de Planeamento e Gestão (UOPG 8 e 9), constituindo áreas que devido à sua

dimensão, localização e especificidade, justificam o planeamento e gestão integrada a submeter aos planos de pormenor, projetos de intervenções e estudos específicos. Assim, são reconhecidos 5 planos de praia na área de interesse (Figura 2.2), provenientes das plantas de sínteses e de condicionantes 3 e 4. São eles o da praia do Bom Sucesso (P18), Rei do Cortiço (P19), D'El Rei (P20), Almagreira (P21) e Baleal Norte-praia dos Lagidos (P22).



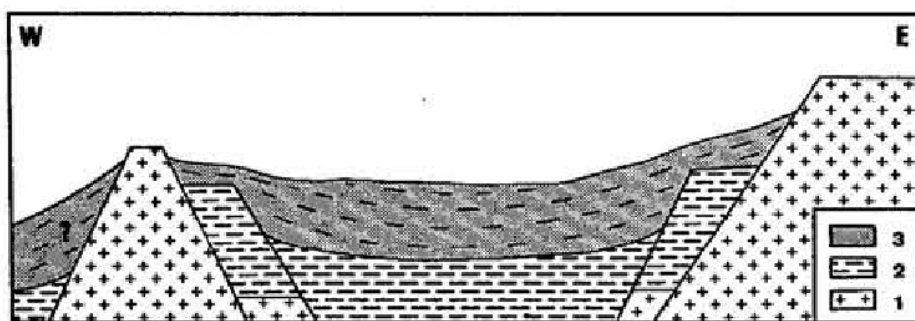


## 2.2. Enquadramento geológico

### 2.2.1. Caracterização regional

Os terrenos que constituem este litoral encontram-se geologicamente integrados nas unidades da orla Mesoceno-zóica Ocidental. A sua génese está associada à diferenciação da denominada bacia Lusitaniana, que se deu no triásico superior com episódios iniciais de pré-rifting, num longo e estreito graben que se estendia de NNE para SSW, resultantes de esforços distensivos correlativos aos primeiros estádios da abertura do Atlântico norte. Os sedimentos acumulados na zona axial chegam a atingir 5km de espessura a leste, parte deles provenientes do Maciço Antigo, estando individualizada do Maciço Hespérico pela falha Porto-Coimbra-Tomar e a sul pelo ramo desse mesmo acidente com direção NNE-SSW, estendendo-se até ao canhão de Setúbal. A ocidente é limitada pelo horst Hercínico, materializado hoje em dia pelas rochas graníticas e metamórficas do arquipélago das Berlengas (*Ribeiro et al., 1979*).

Este fosso tectónico nunca usufruiu de grandes situações de estabilidade tectónica, sofrendo influência da atividade do rifte a ocidente, bem como a leste por parte da orogenia alpina que ainda ocorre atualmente. A variabilidade das formações sedimentares (rochas detríticas, carbonatadas, evaporíticas, etc.) resulta das distintas condições de deposição provocadas pelos movimentos de abatimento e levantamento de semi-grabens laterais, em resposta às diversas fases de implantação do rifte norte Atlântico, que originaram alternância de períodos de regressão e transgressão marinhas. Este enchimento da bacia reflete três etapas maiores, (1) Triásico-Liás (Dogger?), (2) Oxfordiano-Kimeridgiano e Cretácico Inferior (*Vanney & Mougénou, 1981*). No Cretácico Inferior são reconhecidas como macro-unidades morfológicas - um graben central e diversos semi-grabens marginais escalonados até ao Maciço Hespérico a este e ao horst marginal a oeste (*Rey, 1982*). Esta estrutura funciona como barreira paleogeográfica (Figura 2.3) até à transgressão albiano-cenomaniano, cujos depósitos se estendem para oeste das Berlengas (*Vanney & Mougénou, 1981*).

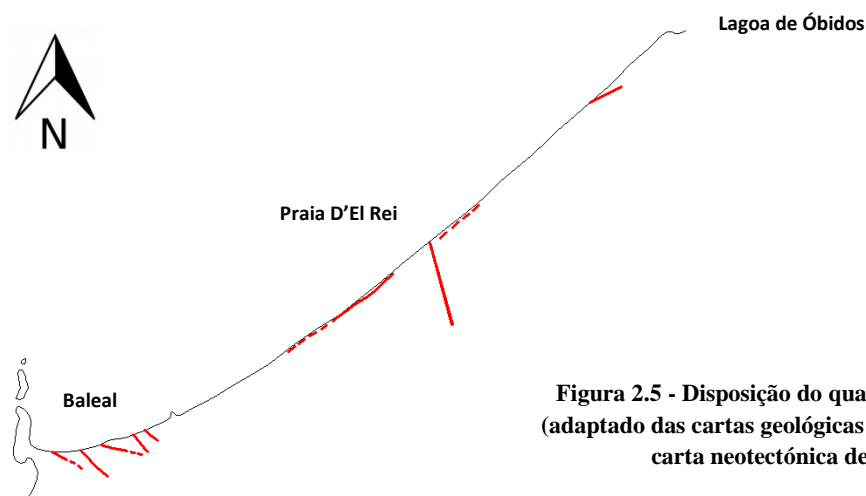


Ao longo de toda a região ocidental portuguesa predominam rochas jurássicas e cretácicas, sendo possível ainda encontrar em alguns locais mais próximos da linha de costa depósitos de antigas praias pleistocénicas, constituídas por areias, seixos e calhaus rolados. Na parte norte da bacia, os sedimentos cretácicos assentam por uma descontinuidade, que por vezes apresenta elevados valores angulares, sobre materiais jurássicos, com evidências locais de paleocarsificação (Rey, 1972, 1979). Rey (1985) definiu para os sedimentos do Cretácico Inferior da Bacia Lusitaniana sul de Caldas da Rainha três megassequências, iniciando na base com os “Grés de Almargem Superiores”, tendo havido manifesta atividade tectónica entre a 2ª e a 3ª (Rey, *op. cit.*, Wilson, 1988).

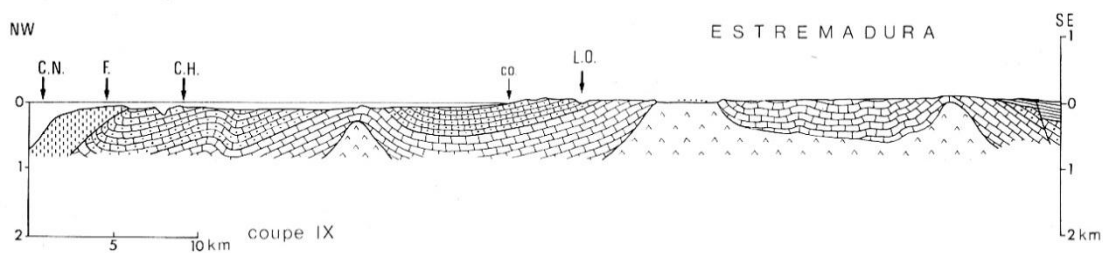
O estilo tectónico na Bacia Lusitaniana é caracterizado pela presença de famílias de acidentes geológicos de direções variadas, correspondendo a um rejogo de fraturas tardí-hercínicas. Ao longo destes acidentes, a cobertura é deformada por dobras, falhas e dobras-falhas delimitando blocos, apresentando no seu interior um estilo subtabular com deformações de grande raio de curvatura. A fracturação dominante, que corresponde às direções principais de fraturação tardí-hercínica do soco, mostra três famílias preferenciais NNE-SSW, ENE-SSW e NW-SE (*Ribeiro et al., 1979*).

Há que salientar que o acidente tectónico com maior importância da região diz respeito às estruturas tífónicas da Serra de El-Rei e de Bolhos, dando origem a falhas marginais e outras transversais, sendo que a mais longa estende-se desde a praia D'El Rei até à margem direita do Tejo, e todas estão associadas ao levantamento dos núcleos diapíricos (*Zbyszewski et al., 1960*). Partindo como base a análise das cartas geológicas, este sector apresenta essencialmente duas famílias principais de fracturação:

- a) **NNE-SSW**: coincidentes com os principais alinhamentos diapíricos, paralelos à linha de costa e que modelam o troço a norte de Casais de Baleal (*Freire de Andrade, 1937*);
- b) **NW-SE**: orientação das falhas secundárias no interior dos blocos limitados pelos acidentes maiores, que possibilitaram a instalação de linhas de água que cruzam toda a linha de costa, onde o rio de Trás é um dos casos notáveis.



**Figura 2.5 - Disposição do quadro de falhas regionais**  
(adaptado das cartas geológicas 1:50.000, 1:500.000 e da carta neotectónica de 1:1.000.000).



**Figura 2.6 - Corte geológico extraído de “Geologia da Margem Portuguesa” (Mougenot, 1989), desde o Canhão da Nazaré (C.N.) a NW, até Peniche a SE, esquematizando a importância do diapirismo na disposição geológica atual.**

### 2.2.2. Caracterização litoestratigráfica

A sequência litoestratigráfica inicia-se a sul em Casais do Baleal, sendo a formação base atribuída às **“Camadas de Abadia”** do Oxfordiano Superior (Jurássico Superior), estendendo-se desde a Serra d’El-Rei até ao Baleal, terminando na Praia da Consolação (França *et al.*, 1960). Esta formação é essencialmente constituída por sucessivos níveis de materiais detríticos, em grande parte argilosos e margosos, com algumas passagens calcárias e intercalações siliciclásticas mais ou menos grosseiras, terminando numa série de arenitos grosseiros. Esta série é predominantemente argilosa compreende um espesso conjunto detrítico com mais de 800m de espessura, atingindo em sondagem os 2500m, na região de arruda dos vinhos (Teixeira & Gonçalves, 1980).

Ainda na praia do Baleal, em contacto com as “Camadas de Abadia” encontra-se a formação dos **“Grés Superiores com vegetais e dinossáurios”** designada também como formação da Lourinhã, também do Jurássico Superior (Kimeridgiano) (França *et al.*, 1960). Estruturalmente as unidades Jurássicas são elementos de uma ampla estrutura sinclinal, encontrando-se o flanco norte nas arribas da Serra de Bouro e o flanco sul, com maior representação, ao longo das praias do Baleal e Almagreira. O núcleo é caracterizado por materiais cretácicos cujo centro se localiza na praia D’El Rei, onde as camadas se apresentam sensivelmente sub-horizontais. A espessura dos materiais jurássicos ronda os 660m, cortados em algumas ocasiões por falhas normais (Figura 2.8), com inclinações entre os 15 e 25° para nordeste.

A formação da Lourinhã neste local é constituída por um complexo de arenitos conglomeráticos com intercalações argilosas e margosas de grande extensão lateral,

aparecendo em alguns casos leitos conglomeráticos com elementos calcários. Apresenta uma sequência deposicional inversa, onde ao longo da sua coluna vertical existem variadas intercalações conglomeráticas, sendo os elementos calcários vão sendo progressivamente substituídos por elementos de quartzo e quartzitos (*Bernardes, 1992*).

Os níveis detríticos ocorrem sobre a forma de arenitos arcósicos de dimensão média a grosseira, micáceos com clastos variados (quartzo, granito, xisto, argila e feldspato). Os corpos mais finos apresentam dimensões que vão de grão fino a médio, com espessuras centimétricas a decimétricas, intercalados por níveis silto-argilosos, apresentando, de um modo geral, estratificação cruzada a paralela. Já os elementos lutíticos (<0,063mm) são constituídos essencialmente por siltitos micáceos e argilitos encontrando-se no seu interior grãos de areia fina a muito grosseira, com uma laminação paralela a cruzada, existindo ainda níveis resultantes da acumulação de carbonatos. Por outro lado os corpos conglomeráticos apresentam uma larga variação litológica, sobre a forma de clastos de quartzo, quartzíticos, xistosos e fragmentos de nódulos carbonatados, embutidos numa matriz lutítica-arenosa, com uma estratificação cruzada a grande escala e paralela (*Bernardes, 1992*).

A base deste complexo está atribuída à parte superior das “Camadas de Abadia” (Figura 2.7) (*Zbyszewski et al., 1960*). Superiormente termina num nível de paleossolo, sendo que o contacto com o Cretácico não está exposto em afloramento (*Bernardes, 1992*).



**Figura 2.7 - Aspeto geral das margas pertencentes às “Camadas de Abadia” a Oeste, de tonalidade acinzentada, passando para os “Grés Supérieurs” a Este.**

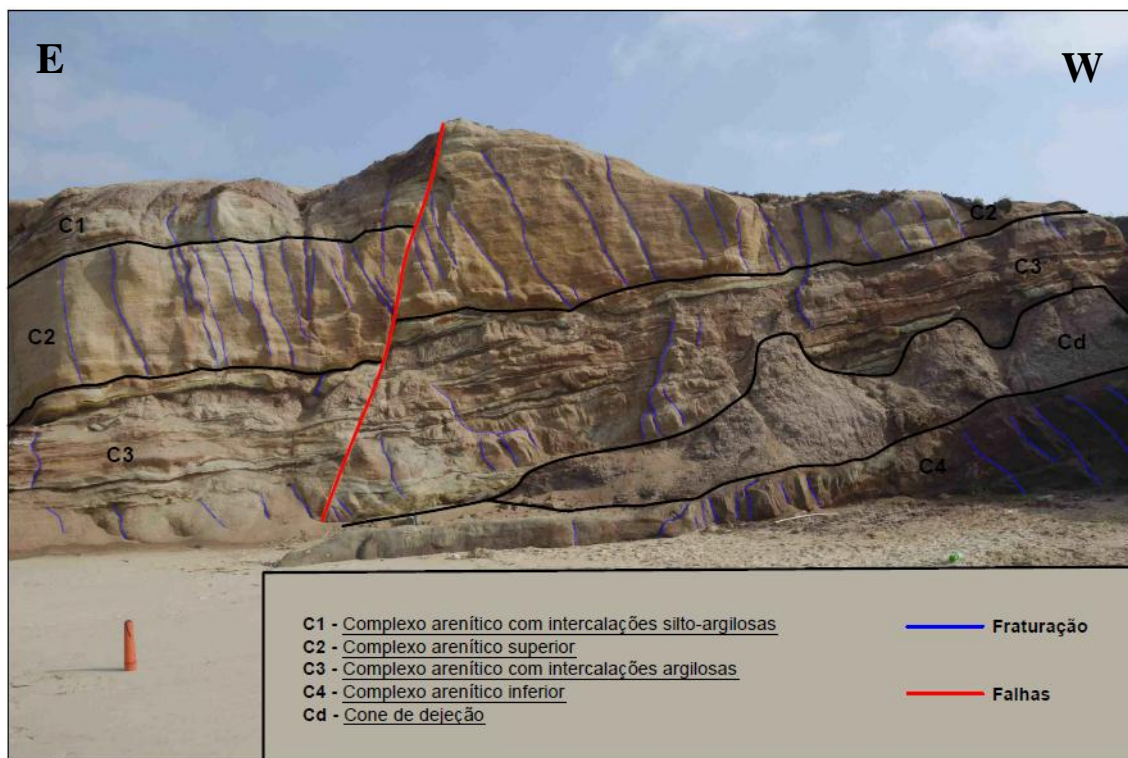


Figura 2.8 - Alçado da arriba exposta à praia do Baleal, mostrando a situação do maciço face à litologia, fracturação e pendor local.

A aflorar em mais de metade do setor de estudo e seguindo a sequência estratigráfica vertical da base para o topo, surgem após os “Grés Superiores” as rochas do Cretácico Inferior, pertencentes aqui à Formação de Figueira da Foz, denominada por “**Complexo Gresoso de Olhos Amarelos, Pousio da Galiota e da Gansaria**”, do Albiano, Aptiano e Cenomaniano (Zbyszewski *et al.*, 1960).

Embora aparente por vezes alguma homogeneidade (Figura 2.10), a sua enorme variedade sedimentológica destaca-se com as alternâncias de arenitos e conglomerados caulíniferos, de granulometria fina a grosseira, mal calibrados, de tonalidade esbranquiçada e amarelada. Esta sucessão de fácies siliciclásticas é dominada por clastos de quartzo angulosos, francamente arcósicos, os de maiores dimensões correspondem a veios de quartzo e metaquartzitos subrolados. Ao longo desta sequência detrítica surgem ainda intercalações lenticulares



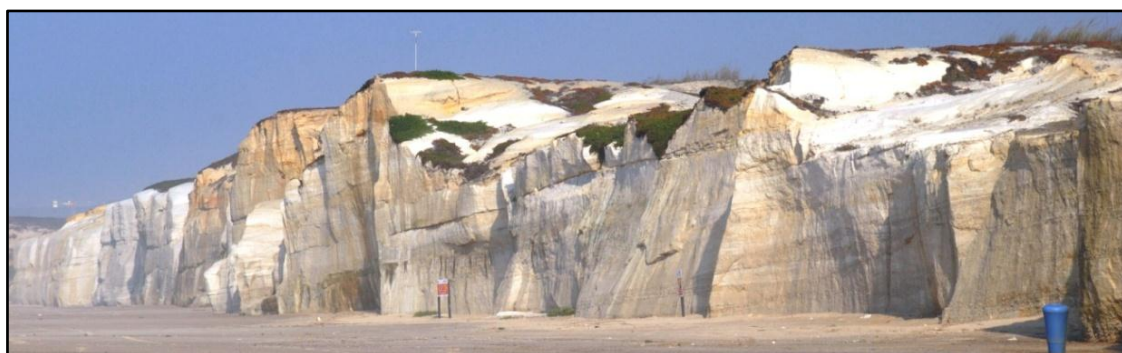
Figura 2.9 - Distribuição do Cretácico Inferior ao longo do litoral ocidental português (Rey, 1979).



argilosas (acinzentadas ou arroxeadas), de enxofre e em certas ocasiões, níveis com restos vegetais (lenhites). Os minerais de argila são dominados pelos grupos das caulinites e ilites, com frequentes ocorrências de esmectites, sendo que o crescimento percentual de ilite aumenta verticalmente ao contrário da caulinite, as esmectites com proporções menores apresentam uma distribuição dispersa (Rey & Dinis, 2004).

Segundo Rey (2006), os arenitos desta idade, por vezes contêm elementos muito grosseiros que assentam quer sobre as rochas do Jurássico Superior, quer sobre o Dogger ou Liás e, até mesmo sobre formações Triásicas. Esta afirmação poderá de alguma forma justificar a transição que não se consegue identificar no Pico da Mota, por recobrimento de areias dunares e de praia, uma vez que a arriba norte é caracterizada por arenitos cauliníferos e a sul da linha de água surgem os arenitos da Formação da Lourinhã, de aspeto avermelhado.

Iniciando no Gronho com um pendor para Sul, as camadas ao longo deste perfil apresentam uma estrutura em monoclinal tendendo a horizontalizar em direção à praia D'El Rei, denominado como Sinclinal da Galiota. A sua espessura total inicial ronda os 210m, sendo que no flanco sul apresenta entre 75 a 80m, esta amplitude métrica resulta possivelmente da proximidade ao diapiro de Caldas da Rainha e às margas de Dagorda, que criaram um subsidência sinsedimentar ou um relevo pré-deposicional, possibilitando uma arquitetura deste tipo (Rey & Dinis, 2004). É importante salientar que as variações de fáceis laterais e verticais são características ao longo de todo o seu prolongamento, com frequentes transições granulométricas (Figura 2.11).



**Figura 2.10 - Aspeto geral das arribas entre D'El Rei e Pico da Mota.**



Figura 2.11 - Aspeto geral do Cretácico no Gronho.

O Cenozóico que aflora nestas arribas é recente (**Quaternário**), surge como cobertura das formações jurássicas e cretácicas sobre a forma de depósitos de terraços, aluviões e dunas. Os depósitos de idade **Pleistocénica** encontram-se preservados em alguns entalhes rochosos, com grande expressão no paleovale a sul do Gronho (Figura 2.12), que correspondente a um antigo braço do sistema da Lagoa de Óbidos que drenava para norte. Este depósito constitui uma sequência de areias eólicas, de praia e fluviais e com algum cascalho, correspondendo em algumas camadas a antigos níveis do mar, apresentando uma estrutura mais ou menos tabular, com laminações a inclinar cerca de 30° para sudeste, e 5 a 6m de espessura (*Benedetti et al., 2009*).

As datações disponíveis para estes depósitos apontam para idades entre os 101 ka e 15 ka, em dois diferentes estratos. Esta sequência termina com a última subida do nível do mar, transgressão Holocénica, representada por uma camada de turfa com 20cm de espessura por cima de um depósito fluvial, datada de 4,4 ka (*Benedetti et al., 2009*).

Esta unidade de terraços pode ser ainda encontrada encostada à vertente norte do Gronho; no sector norte da praia do Rei do Cortiço; a norte da praia D'El Rei, associado também a um paleovale, cobertos por uma capa pedogénica bastante orgânica, de tonalidade negra; e a sul da praia D'El Rei cobrindo também o complexo gresoso (Figura 2.13).





Figura 2.12 - Arriba pleistocénica na praia do Bom Sucesso.



Figura 2.13 - Arriba pleistocénica na praia D'El Rei.

O **Holocénico** fica reservado aos grandes depósitos de praia (areias e cascalheiras) que formam o litoral de acumulação deste arco, às dunas que cobrem grande área da parte superior da arriba em direção ao interior e às aluviões, que em alguns locais ocorrem como preenchimentos de antigos braços de mar profundamente entalhados no litoral, a quando da glaciação do Würm (*Zbyszewski et al., 1960*). Em sondagens realizadas, alguns destes locais as cascalheiras aluviais podem chegar aos 50m de profundidade (*França et al., 1960*).

As coberturas eólicas são formadas ocasionalmente por dunas parabólicas que se estendem para o interior, assentando em certos locais sobre cascalheiras consolidadas, constituídas por elementos heterométricos pouco rolados, de quartzo e quartzito, do Quaternário (*Cabral, 1981*). Estas dunas contêm alguns corredores de deflação, efetuando o deslocamento sedimentar para Sul, mas de forma geral estão estabilizadas

por cobertura arbustiva e arbórea. Do ponto de vista granulométrico os sedimentos são constituídos essencialmente por areias médias moderadamente calibradas. A maior área dunar ocorre entre Ferrel e o Vale Benfeito, a rondar os 600 ha, desde a praia até Casais de Mestre, à cota dos 90m, já a sua espessura é reduzida, variando entre os 2 a 3m (Henriques, 1996).



**Figura 2.14 - Imagem dos depósitos aluvionares e acumulação dunar holocénica na praia D'El Rei (fotografia obliqua aérea; Andrade, 2010).**

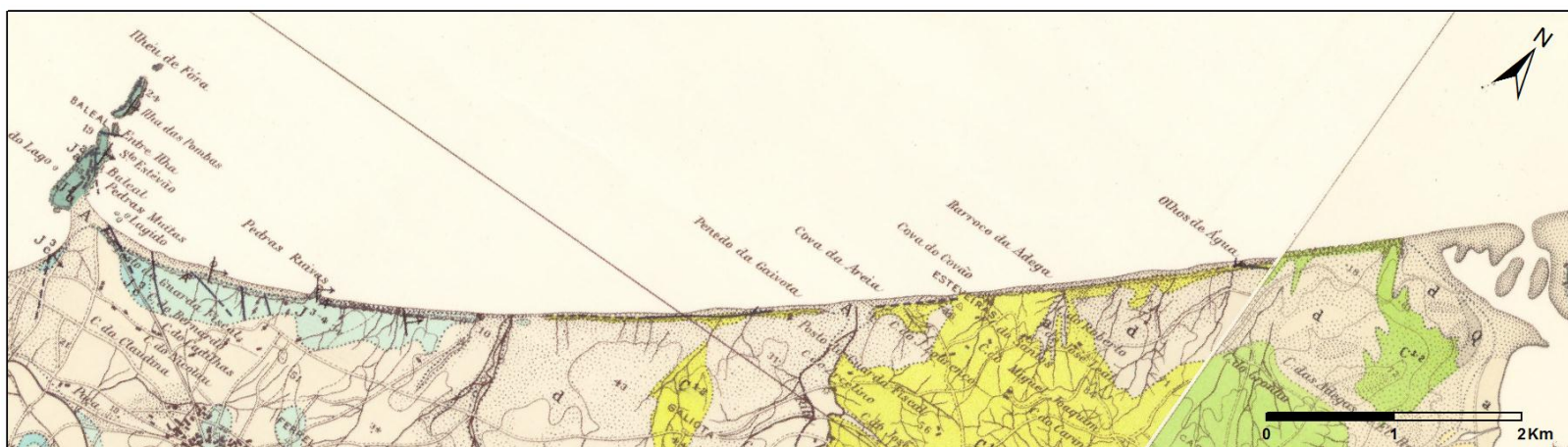


Figura 2.15 - Situação geológica inicial de referência, das folhas 26C e 26D (1:50.000) de Peniche/Caldas da Rainha, definindo as grandes unidades, J<sup>3</sup><sub>c</sub> - Camadas de Abadia; J<sup>3-4</sup> - Grés superiores com vegetais e dinossáurios; C<sup>1-2</sup> - Complexo gresoso de Olhos Amarelos, Pousio da Galiota e Gansaria; d - Dunas; a - Aluviões; A - Areias de Praia.

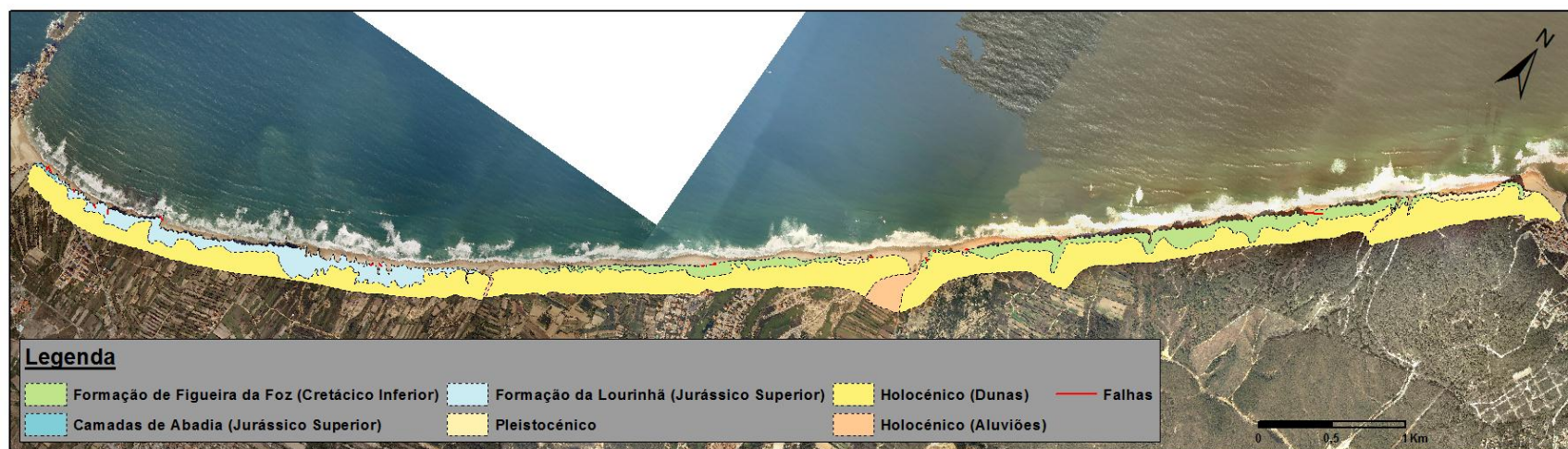


Figura 2.16 - Cartografia geológica retificada recorrendo a levantamentos de campo, apoiada pelas cartas geológicas e bibliografia existente, fotografia aérea vertical e oblíqua, projetada sobre ortofotomapas e topografia 1:2.000.



### 2.3. Enquadramento geotécnico

No Gronho, os arenitos cretácicos quando ensaiados à compressão uniaxial (RCU), apresentam valores de resistência inferiores a 10MPa e um GSI (*Geological Strength Index*) entre 10 a 20, resultando num módulo de deformabilidade muito baixo ( $E_m$ ), menor que 1GPa. Por outro lado, em outros locais dentro da mesma unidade, os arenitos possuem resistências não muito discrepantes entre si, com valores a rondar os 27MPa ( $\pm 6$ ).

Quando comparado com as arribas D’El Rei-Pico da Mota, o troço Rei do Cortiço-D’El Rei apresenta-se muito mais compartimentado, com menor espaçamento entre as descontinuidades (associado sobretudo às juntas de estratificação) e elevada alteração. Essa capa de alteração resulta do escoamento superficial, proveniente das inúmeras ressurgências de água ao longo da altura da arriba, por alternâncias sucessivas de argila-arenito-argila. Dada a sua vasta heterogeneidade, o maciço aqui, apresenta um GSI próximo dos 45, apontando para os 4GPa. O segmento D’El Rei-Pico da Mota possui um GSI ligeiramente mais elevado, próximo dos 60, levando a um módulo de deformabilidade superior, de 9GPa. A fraturação de todo o setor cretácico, apresenta-se genericamente sobre a forma de duas grandes famílias principais. Uma delas paralelamente à superfície do talude (NE-SW), seguindo o alinhamento da costa, e outra coincidindo com a direção tendencial dos vales (NW-SW), as duas de características regionais.

Para os arenitos dos “Grés Superiores”, estimou-se uma média para a RCU de 24MPa ( $\pm 5$ ), sem grande variação nos resultados dos ensaios. Em termos do GSI a sua ponderação varia muito por setores, sendo que na praia da Almagreira e do Baleal, os arenitos menos compartimentados apontam para valores a rondar os 60, e reduzem para 40 no troço compreendido entre estas duas praias. O módulo de deformabilidade oscila entre os 3 e 9GPa. A fraturação principal acompanha a tendência da tectónica regional, com direções semelhantes (NW-SE), existindo diversas famílias espalhadas espacialmente.

As margas que constituem as “Camadas de Abadia” são relativamente brandas, com RCU inferior a 10MPa ( $E_m \approx 1\text{GPa}$ ), acompanhando a fraturação dos “Grés Superiores”.

Já as camadas arenosas dos terraços pleistocénicos, quando ensaiadas à penetração estática, possuem valores de resistência à compressão simples (RCS) que variam da seguinte forma: dos 200 aos 400kPa no Bom Sucesso; superiores a 500kPa no setor norte da praia D’El Rei; e 250 a 300kPa no setor sul da praia D’El Rei.

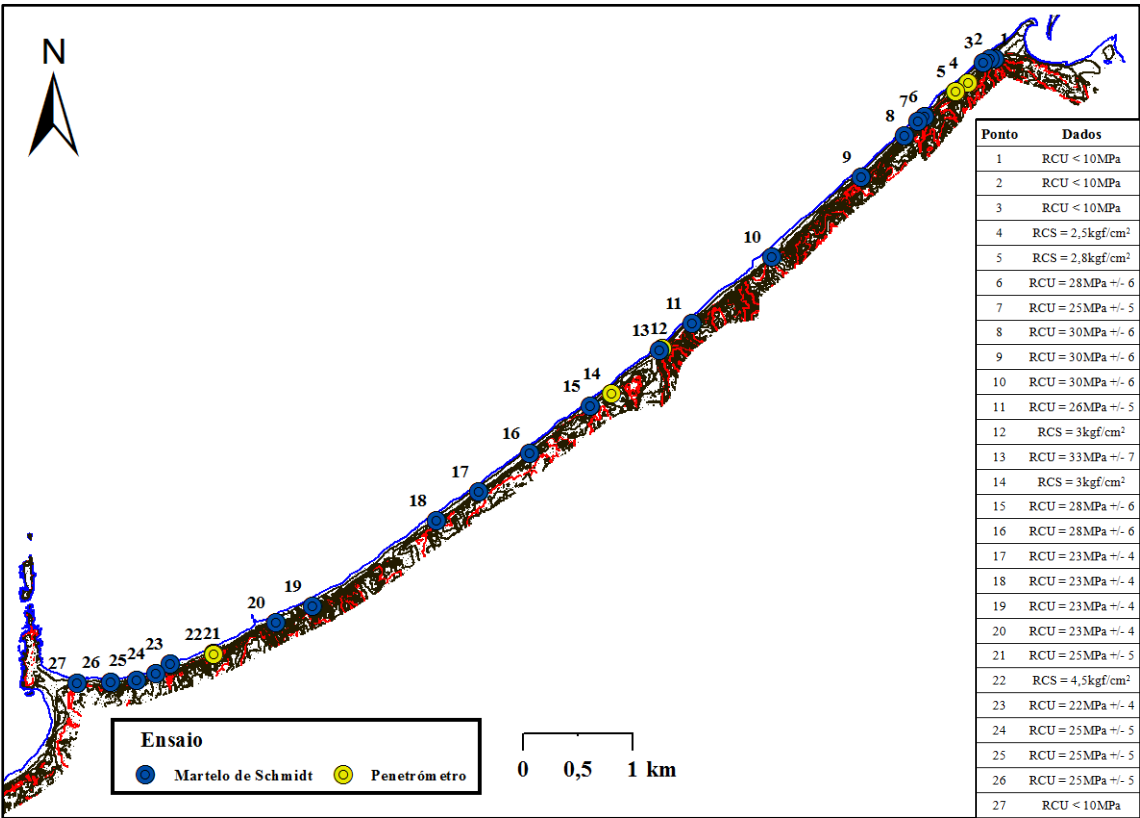


Figura 2.17 - Localização dos pontos onde foram efetuados os ensaios e seus resultados associados.

## 2.4. Enquadramento hidrogeológico e geomorfológico

Do ponto de vista hidrogeológico, as manchas cretácicas da orla ocidental são descritas com relativo interesse, por constituírem o suporte de diversos sistemas aquíferos. No que se refere propriamente ao “Complexo Gresoso de Olhos Amarelos e Pousio da Galiota”, esta formação suporta aquíferos porosos, geralmente multicamada, livres a confinados, enquanto nos aquíferos calcários e calcomargosos adjacentes predomina a carsificação, que embora pouco desenvolvida pode assumir um papel crucial para armazenamento e transporte. São descritas ainda a presença de algumas captações com forte artesianismo, dando indícios de uma forte carga hidráulica a que o maciço está sujeito. O Cretácico apresenta dados de produtividade provenientes de 5 captações, com caudais de 1,1; 3,8; 4; 5 e 10 L/s, com uma transmissividade estimada com base em dois caudais específicos, oscilando entre os 10 e 70 m<sup>2</sup>/dia (*Almeida et al., 2000*).

Geomorfologicamente este litoral corresponde a uma estreita e alongada praia que se estende ao longo de 10km desde a praia do Bom Sucesso ao tómbolo do Baleal, permitindo que a ondulação incida diretamente a base da arriba em preia-mar. As variações altimétricas das arribas fazem-se sentir ao longo de todo o segmento, atingindo quase a cota dos 50m nas vertentes entre o Rei do Cortiço e D’El Rei.

As arribas são praticamente contínuas ao longo de vários quilómetros, com exposições semelhantes, interrompidas em certas ocasiões por vales bastante encaixados, com vertentes abruptas, resultantes da instalação e circulação de cursos de água segundo a fraturação regional, que ao longo do tempo foram promovendo erosão dos materiais. Mais a sul na Almagreira devido sobretudo às características geológicas locais, as arribas são morfologicamente mais complexas, exibindo largos vales com um aspeto “denteado” e vertentes de baixa declividade.



**Figura 2.18 - Traços gerais das arribas. (1) - Rei do Cortiço: dois amplos vales com vertentes de baixa inclinação, a face da arriba apresenta ocasionalmente inclinações negativas e frequentemente sapas de sopé. (2) - Segmento Cortiço-D’El Rei: encontram-se aqui altos vales encaixados, com frentes de arriba de elevada inclinação, com evolução diferenciada, resultado da maior erosão nas camadas argilosas. (3) - Almagreira: Complexidade geomorfológica nas arribas do Jurássico, com uma inclinação suave na vertentes viradas a Norte, ao contrário do que acontece nas fachadas expostas ao mar. (4) - Aspeto geral das “Camadas de Abadia” (cinzento) e dos “Grés Superiores” (amarelo/vermelho), que se apresentam várias vezes ao longo da praia sobre a forma de relevos destacados, dada à sua erosão diferencial.**





### 3. Fundamentos teóricos

#### 3.1. Noções básicas de vertentes

Para compreender como funcionam os movimentos de massa é necessário acima de tudo saber distingui-los, bem como avaliar os seus fatores condicionantes e desencadeantes envolvidos na sua ocorrência. Ao longo do tempo a pesquisa em volta da estabilidade de vertentes, tanto em encostas naturais como artificiais, tem acumulado um extenso desenvolvimento técnico-científico, envolvendo diversas áreas do conhecimento, quer sejam elas da Geologia, Geotecnia, Geologia de Engenharia e Engenharia Civil. Do ponto de vista da Geologia, estes fenómenos resultam de processos naturais que ocorrem na geodinâmica externa, por renovação e equilíbrio da superfície terrestre, como processos exógenos. Já na visão da engenharia e áreas do mesmo domínio, procura-se, além de justificar estes comportamentos, investigar também as soluções da sua estabilidade, através de equilíbrios de massas de solo e de rocha.

Os vertentes ou taludes são designadas(os) como superfícies inclinadas, quer em maciços terrosos, rochosos ou mistos, originados por processos naturais de erosão ou por ações antrópicas. A análise e controlo destas instabilizações têm o seu grande desenvolvimento com estudo de grandes obras, recorrendo à Engenharia Civil e à Geologia de Engenharia, onde atualmente se tem expandido por diversas áreas de aplicação, inclusive à Engenharia Costeira, no que se refere à consolidação de arribas com técnicas mais ou menos pesadas. A classificação da tipologia do movimento é o passo mais importante, definindo o modelo de análise de estabilidade, seguido posteriormente das medidas de correção que serão tomadas para a vertente. Essas classificações são baseadas na combinação de alguns critérios, sejam eles, a natureza do material; geometria do movimento; velocidade e sentido do deslocamento bem como as deformabilidades no terreno.

Varnes em 1978, diferenciou os movimentos de massa de vertente quanto ao seu material: rochas (*rock*), detritos (*debris*) e solos (*earth*), dando origem a cinco tipos de movimentos (Tabela 3.1), quedas (*falls*), tombamentos (*topples*), escorregamentos (*slides*), expansões (*spreads*) e fluxos (*flows*) (Tabela 3.1). O sexto tipo proposto, resulta da combinação de diferentes movimentos, dando origem aos designados movimentos complexos e compósitos (*complex landslides*).

Tabela 3.1 - Classificação dos movimentos de massa de vertente proposta por Varnes, 1978.

		Maciços rochosos	Maciços Terrosos	
			Maioritariamente grosseiros ( $< 80\%$ de areia e finos)	Maioritariamente finos ( $> 80\%$ de areia e finos)
1	Quedas ou desabamentos (falls)	Queda de blocos	Queda de detritos	Queda de terras
2	Tombamentos (topples)	Tombamento de rochas	Tombamentos em solos detríticos coerentes	Tombamento em solos argilosos consolidados
3	Escorregamentos rotacionais (rotational slides)	Escorregamento de rochas muito alteradas	Escorregamento rotacional em solos detríticos	Escorregamento rotacional em solos argilosos
	Escorregamentos translacionais (translational slides)	Escorregamento de rochas	Escorregamento translacional em solos detríticos	Escorregamento translacional em solos argilosos
4	Fluxos (flows)	Fluxo de rochas (creep profundo)	Fluxos de detritos (creeping de solos)	Fluxos de terras
5	Expansões laterais (lateral spreads)	Expansão de rochas	Expansões em solos detríticos	Expansão em solos argilosos
Complexos ou Compósitos (complex)		Combinação de dois ou mais tipos de movimentos		

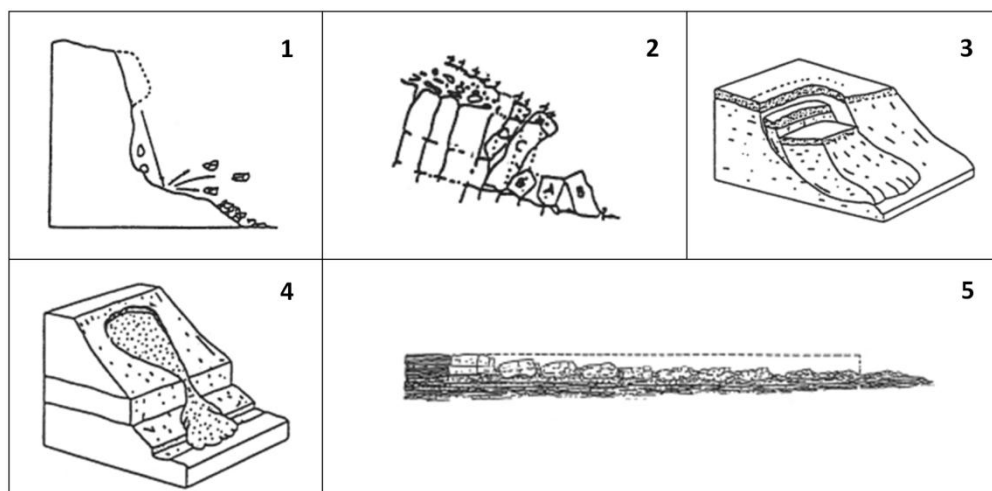


Figura 3.1 – Esboços dos cinco tipos de movimentos de massa de vertente. (adaptado de Varnes, 1978).

O potencial destrutivo destes processos naturais depende da sua velocidade (Tabela 3.2) e magnitude, este facto constata-se em inúmeros incidentes históricos ligados aos desastres naturais (praia de Maria Luísa em 2009). A perda de resistência do material pode ocorrer instantaneamente, por perda abrupta da coesão, por liquefação de materiais arenosos ou cedência do terreno por estratos argilosos. A significativa perda dessa resistência pode ocorrer durante o movimento induzindo acelerações à massa deslocada, dada à: (i) redução da rugosidade; (ii) rotura em argilas; (iii) escorregamentos em superfície de liquefação; (iv) aquecimento por atrito; (v) perda de coerência interna do corpo deslocado; (vi) arrastamento de materiais; (vii) cargas induzidas repentinamente sem drenância; ou (viii) arraste de partículas pela água.

Os processos envolvidos neste tipo de fenómenos naturais compreendem uma série contínua de eventos por relação causa-efeito, partindo do princípio que existe uma larga banda de fatores que os condicionam e desencadeiam. Quando confrontado com um movimento de vertente, o geólogo/geotécnico parte pela compreensão e avaliação, de qual a massa deslocada (áreas, volumes) e sua proveniência. Já a tarefa do engenheiro em colaboração com o geólogo/geotécnico parte por, evitar qualquer tipo de efeitos prejudiciais que fenómenos naturais poderão causar, no que se refere ao risco humano ou material. As soluções que são apresentadas pelas entidades competentes para a estabilidade das arribas, passam por técnicas de consolidação, recorrendo a utilização de betão, contrafortes, redes metálicas, geotêxteis, etc.

**Tabela 3.2 - Escalas de velocidades para movimentos de massa de vertente (adaptado de Cruden & Varnes, 1996).**

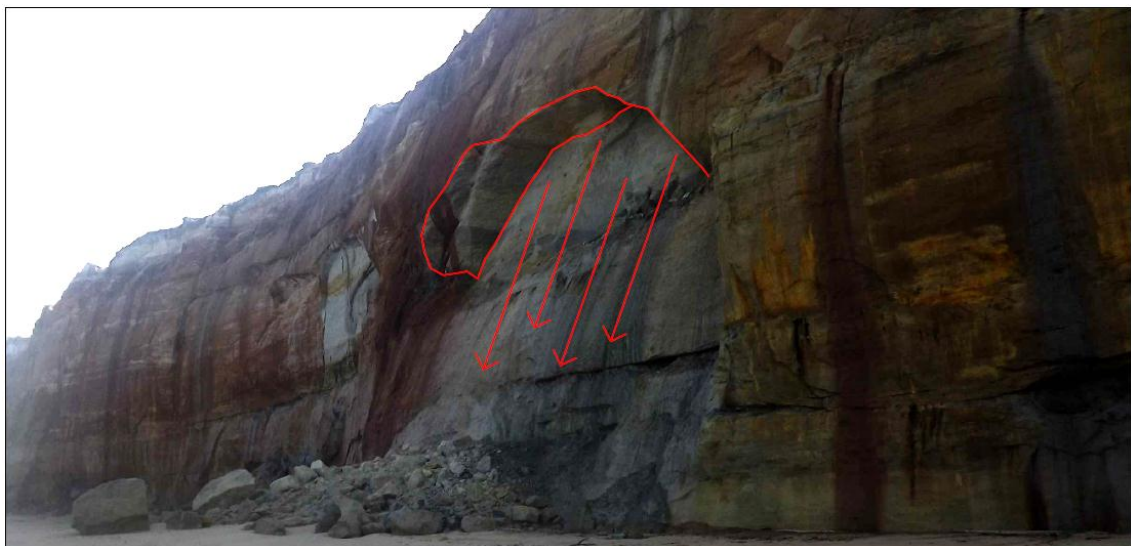
Classe de velocidade	Descrição	Velocidade (mm/s)	Velocidade típica	Resposta humana
7	Extremamente rápido	$5 \times 10^3$	5m/s	Nenhuma
6	Muito Rápido			Nenhuma
5	Rápido	$5 \times 10^1$	3m/min	Evacuação
4	Moderado	$5 \times 10^{-1}$	1,8 m/h	Evacuação
3	Lento	$5 \times 10^{-3}$	13m/mês	Intervencionável
2	Muito Lento	$5 \times 10^{-5}$	1,6m/ano	Intervencionável
1	Extremamente Lento	$5 \times 10^{-7}$	16mm/ano	Nenhuma

### 3.1.1. Quedas (Falls)

As quedas resultam do desprendimento de um solo ou rocha não coerente numa encosta íngreme, movimento que ocorre ao longo de uma superfície que apresenta pouca ou nenhuma resistência ao deslocamento (Figura 3.2). O material cai maioritariamente em queda livre, saltando ou rolando, resultado da inclinação da vertente com a existência ou ausências de saliências na superfície, que poderá ser mais ou menos regular. O movimento em si é geralmente de muito rápido a extremamente rápido.

A perigosidade associada a este tipo de movimento baseia-se essencialmente na velocidade da sua ocorrência, com risco bastante elevado no que se refere às arribas. Na literatura anglo-saxónica, podem-se encontrar estudos que referem que “... *the number of people killed by rockfalls tends to be of the same order as people killed by all other forms of rock slope instability.*” (*op. cit. Hoek, 2007*), exprimindo o quanto a análise deste tipo de instabilidade é importante para a avaliação dos riscos geológicos no litoral.

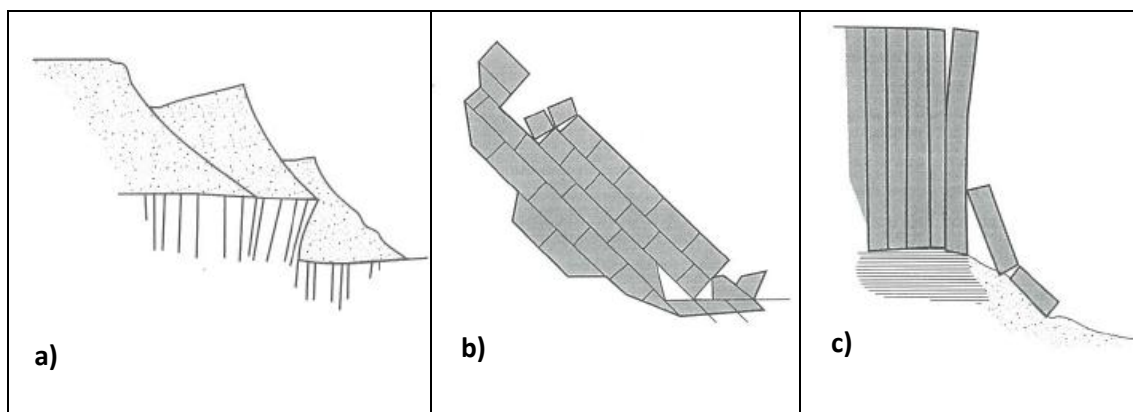
Partindo de observações empíricas, verifica-se que para movimentos em queda livre, os planos de inclinação da vertente excedem os  $76^\circ$ . O ressalto do impacto dependerá das propriedades do material, capacidade de retenção energética da vertente (se possui blocos, cascalheiras, areias ou argilas) e do ângulo entre a trajetória da massa em queda e a encosta, podendo mesmo ao longo do percurso fragmentar-se tornando mais difícil a previsão da sua cinemática. Em vertentes com ângulos iguais ou inferiores a  $45^\circ$ , as partículas ou blocos deslocam-se preferencialmente por rolamento, existindo uma transição gradual da saltação para o rolamento, com encurtamento dos saltos e diminuição dos ângulos de incidência. Devido ao aumento da curvatura da encosta, este pode levar à projeção da massa deslocada para o ar, reiniciando a sequência de queda livre, saltação e rolamento (*Hungr & Evans, 1988*).



**Figura 3.2 - Rotura em forma de abóboda típica de movimentos *rockfall*, com desprendimento dos blocos na parte superior seguido de queda livre ou rolamento.**

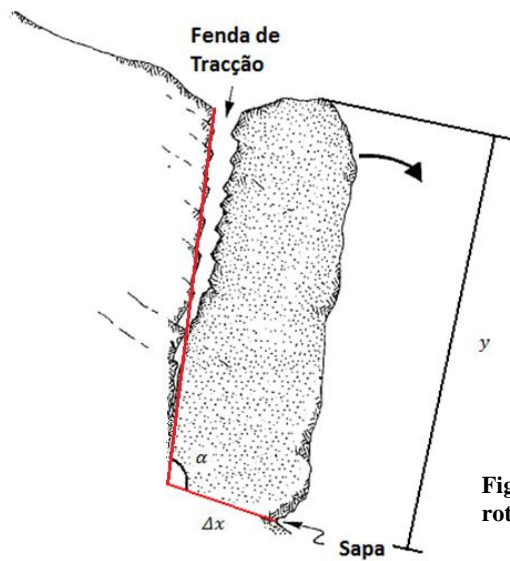
### 3.1.2. Tombamentos (*Toppling*)

Este tipo de movimento pode ser descrito como a rotação de uma massa rochosa ou de solo em redor de um ponto ou eixo situado por baixo do seu centro de gravidade. Os tombamentos, também designados por balançamentos por alguns autores, são impulsionados por efeitos de carga e descarga de material junto ao limite superior da vertente, outras vezes por presença de água (líquida ou sólida) que se infiltra nas fendas ou mesmo pelo crescimento de raízes. A massa ao tombar, pode conduzir a reações múltiplas, levando a quedas e escorregamentos de outros materiais que também se encontrem perto do equilíbrio limite. A sua cinemática depende da geometria da massa movimentada, da geometria da superfície de rotura, da orientação e continuidade das descontinuidades. A velocidade deste movimento pode variar bastante, desde extremamente lento a extremamente rápido, iniciando-se lentamente com uma fase final muito rápida, devido a acelerações momentâneas.



**Figura 3.3 - Tombamentos que poderão ocorrer em arribas. a) Por sobrecarga na parte superior da vertente por acumulação de sedimentos ou atividades/construções antrópicas; b) Blocos suspensos após uma situação de escorregamento, verificam-se algumas situações deste tipo na Almagreira; c) Tombamentos resultantes de uma família de descontinuidades preferencial, que se dispõe paralelamente à face da vertente, com abertura de fendas de tração junto à crista.**

Wyllie (1980) explica geometricamente estes movimentos, partindo de planos de descontinuidades que se encontram distribuídos continuamente e paralelamente à superfície do talude, perto ou com o mesmo ângulo de inclinação, formando estruturas colunares altas e estreitas em largura (Figura 3.4). Se as dimensões de uma dessas colunas forem tais que, o seu centro de gravidade atue fora da sua base, então há um potencial elevado para que ocorra tombamento. O critério para a ocorrência deste tipo de movimento em rochas detríticas é simplifadamente demonstrado partindo da seguinte relação:



$$\frac{y}{\Delta x} > \cot \alpha$$

Figura 3.4 - Relação geométrica na definição do ponto de rotura para um tombamento (adaptado de Wyllie, 1980).



Figura 3.5 - Possíveis sucessivos tombamentos, induzidos pela subescavação de sopé (azul) e fracturação regional (preto), criando descalce do bloco e transferindo progressivamente o seu centro de gravidade para o exterior. O movimento parte do princípio que existirá deslocamento de uma forma extremamente rápida dessa massa, após ultrapassar o ponto de equilíbrio, estando o eixo de rotação localizado na base. Durante o tombamento poderão ainda ocorrer inúmeros movimentos, por rotura do material associado às descontinuidades e fracturação secundária.

### 3.1.3. Escorregamentos (*Slides*)

Este tipo de movimento de massa de vertente pode tanto ocorrer em rochas como em solos, que estejam sujeitos a elevadas tensões de corte, originando superfícies ou planos de rotura bem definidos. Os primeiros indícios de instabilidade são marcados pelo aparecimento de fendas na superfície do terreno ao longo do local onde se irá localizar a cicatriz principal. A massa deslocada pode escorregar para além da base da superfície de rotura cobrindo a superfície do terreno da vertente, originando um plano de separação, contactando o material deslocado com o material *in situ*, designado como movimento progressivo.

A distinção entre os dois tipos de escorregamentos foi realçada por *Varnes* (1978), no que se refere à importância na avaliação de estabilidade e de métodos de controlo. Os movimentos rotacionais (Figura 3.6), deslocam-se ao longo da superfície de rotura que apresenta uma geometria curva ou côncava em perfil, originando, devido à sua cinemática, pequenas deformações internas na massa deslocada. Este material gira em torno de um eixo aproximadamente horizontal que é paralelo à direção da vertente, tendendo no seu deslocamento a perder velocidade devido à rotação. Como os materiais geológicos nunca são homogêneos e isotrópicos, leva a que os movimentos deste tipo ocorram seguindo zonas de “fraqueza geológica” que apresentem baixas resistências, como é o caso de lentículas argilosas ou discontinuidades.



**Figura 3.6 - Escorregamento rotacional em solos residuais na praia da Almagreira.**

Nos escorregamentos translacionais ou planares (Figura 3.7), a massa desloca-se ao longo de uma superfície de rotura planar ou ondulada. Por vezes essas superfícies de rotura apresentam morfologias semelhantes a estrias, por fricção entre as duas massas em contacto no movimento. A massa deslocada é relativamente fina comparativamente ao seu comprimento, com uma relação entre a profundidade máxima e o comprimento máximo inferior a 1:10 (*Varnes, 1978*).





**Figura 3.7 - Bloco diagrama ilustrando a situação de um escorregamento planar detetado, por rotura na base, estando a parte superior do bloco encostado à arriba e a inferior deslocada para fora.**

#### **3.1.4. Fluxos (*Flows*)**

Um fluxo é geralmente descrito como uma afluência gravítica por mistura polifásica desagregada, de partículas sólidas de variadas dimensões, água e ar (Figura 3.8). O seu início pressupõe a acumulação de depósitos de solos e blocos de rocha soltos, bem como encostas íngremes e fluxos de água. Ao entrar em movimento pode ir acumulando ao longo da encosta novos materiais, aumentando o volume de massa até atingir a base da vertente. Consiste num movimento com continuidade espacial, em que as superfícies de rotura têm uma curta duração, apertadas no espaço e normalmente não se preservam. A distribuição de velocidades da massa deslocada assemelha-se às de um líquido viscoso, sendo o limite inferior definido a partir de uma superfície de natureza e características diferenciáveis. Desde os escorregamentos até aos fluxos existe uma gradação contínua, dependendo do conteúdo em água, mobilidade e evolução do movimento, podendo estes ocorrer de forma extremamente rápida (Cruden e Varnes, 1996).





**Figura 3.8 - Fluxos em solos de alteração com um comportamento residual na praia D'El Rei (Óbidos).**



**Figura 3.9 - Caso particular no acesso à praia da Almagreira, por saturação dos solos de aterro (manchas de empréstimo locais, constituído por um material fortemente argiloso) em época de chuva leva a um comportamento do tipo escoada, deslocando-se em direção à praia transportando consigo blocos de grandes dimensões.**

### **3.2. Análise de coberturas aerofotográficas verticais**

A fotografia consiste numa impressão ou registo da reflexão da luz que incidiu em diversos pontos de um dado objeto, após passar pelo centro do sistema de lentes, que representa o centro dessa perspetiva. Esta pode ser obtida por uma representação em plano de uma forma existente ou em 3D, partindo da relação entre o observador, o objeto e o plano de projeção, designada como projeção geométrica plana. A imagem obtida é produzida através da projeção cónica ou central (Figura 3.10), em que o observador está a uma distância bem definida e finita do plano de projeção, e onde as dimensões da projeção não são reais, independente da escala utilizada, sem qualquer ortogonalidade das projetantes em relação ao plano. Juntando o carácter cónico destas projeções, com a irregularidade da superfície dos objetos (superfície do terreno) e os diversos desvios que os raios refletidos sofrem a atravessar as lentes, criam distorções e zonas de sombra nas imagens. Estas deformações podem ser essencialmente de dois tipos, por variações de escala e/ou deformações radiais.

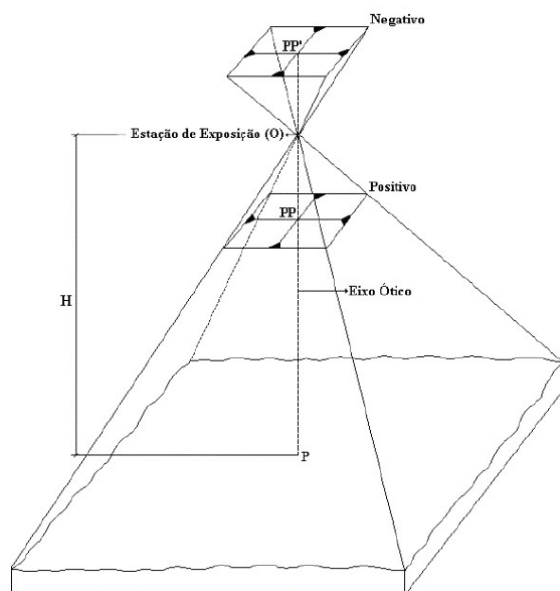
As consequências destas deformações podem passar pela não concordância com o fundo cartográfico, ou seja, ao contrário de uma fotografia aérea, em que a escala pode variar ligeiramente dado aos efeitos de turbulência atmosférica e variações altimétricas da superfície do terreno, uma carta topográfica caracteriza-se por uma escala constante e por uma projeção ortogonal, podendo em várias situações a fotografia não estar completamente coincidente com uma dada base cartografia. Outra situação passa pela dificuldade em ligar duas fotos vizinhas, dado ao objeto ter sido fotografado em duas alturas de voo consecutivas, tornando os ângulos entre o centróide e esse ponto nas duas fotografias distintos, criando duas imagens diferentes.

A capacidade de visualização do Homem ser inferior a  $180^\circ$  permite uma visão binocular ou estereoscopia, adquirindo uma noção de profundidade/tridimensionalidade que é resultado da visualização de uma imagem a partir um ângulo ligeiramente diferente em cada olho. A comparação dessas duas imagens bidimensionais obtidas através de dois pontos de vista distintos permite ao cérebro sobrepô-las e criar uma única imagem tridimensional, processo esse denominado de paralaxe. Quanto mais longe estiver um dado ponto de referência aos olhos, maior é esta paralaxe (sobreposição), devido ao pelo desvio angular que esse ponto assume quando se fecha cada um dos olhos. Na fotografia aérea os deslocamentos nas imagens apresentam-se

paralelos ao traçado de voo, fazendo variar a posição das imagens de uma foto para a outra, diretamente proporcional à altura do terreno, designando-se por paralaxe estereoscópica.

Por forma a se conseguir retirar partido da visão estereoscopia é necessário respeitar certos aspetos nas duas imagens a observar, tais como:

- (i) o par estereoscópio tem que possuir a mesma escala;
- (ii) o eixo ótico da câmara nos disparos sucessivos tem que estar no mesmo plano vertical e ser ortogonal ao plano horizontal de referência do terreno;
- (iii) as imagens que não distam mais de 65mm dos seus centros, têm que apresentar pelo menos 60% de sobreposição longitudinal entre si.



**Figura 3.10 - Esquema gráfico da projeção cônica, cuja imagem de um dado objeto é transposta para a um plano (filme) (adaptado de ESTEIO, Engenharia e Levantamentos, S.A.).**

O centro ótico (O), representa um sistema de lentes no momento da aquisição fotográfica, por onde passam os raios que formam posteriormente a imagem.

A altura do voo (H), é a distância vertical que vai do centro ótico a um dado plano de referência no terreno.

O ponto principal da fotografia (PP), corresponde ao único ponto que a projeção é ortogonal, isto é, 90° ao plano do filme, sendo que os restantes pontos são oblíquos, originando efeitos da projeção. Este é materializado na fotografia pela interseção das linhas que ligam marcas fiduciais opostas.

A interpretação do território por fotografia aérea tem sido uma técnica aplicada em inúmeros ramos das ciências da terra, comprovando ser um método sobretudo eficaz na deteção e reconhecimento de movimentos de massa de vertente. A fotointerpretação pode ser adequada a cada situação, muito em função escala em que se trabalha, possibilitando o estudo da evolução das arribas qualitativa e quantitativamente, definindo áreas afetadas, taxas de recuo médio, volumes deslocados, entre outros. As grandes vantagens neste tipo de técnica de passam por:

- a) uma avaliação geomorfológica que se obtém numa larga área;
- b) delimitação da área instabilizada;
- c) distinguir diferentes unidades geológicas, acidentes geológicos, indícios de carsificações ou fracturação;
- d) tendências estruturais que se podem repetir ao longo de um dado troço;
- e) comparação entre fotografias recentes e antigas permite efetuar uma avaliação do desenvolvimento de determinado movimento;
- f) a capacidade de permitirem ser estudadas em qualquer momento, lugar e por qualquer técnico;

Porém, a viabilidade e sucesso na interpretação das fotografias aéreas, depende em grande parte da qualificação do técnico que está a efetuar o estudo, dos parâmetros fotográficos (formato, escala, cobertura, qualidade), fatores naturais (condições meteorológicas: nebulosidade, turbulência, ângulo solar), do equipamento e das técnicas de análise utilizadas.

### **3.3. Regime de agitação marítima**

#### **3.3.1. Conceitos de ondulação**

O que separa uma arriba de qualquer outra vertente natural é o seu processo evolutivo ser fortemente influenciado pelos agentes marítimos, tornando-se crucial entender o comportamento mecânico da ondulação para justificar a ocorrência de movimentos de massa no litoral. O recuo e erosão ocorre essencialmente a cargo das pressões hidráulicas exercidas pelo impacto das ondas na face da arriba, por prolongamento do espraio após a rebentação (com um decréscimo brusco energético); quer rebentem diretamente sobre a arriba (caso de máxima transmissão energética); ou por outro lado sem que ocorra rebentação (situação em que a pressão dinâmica é menor), quando existe

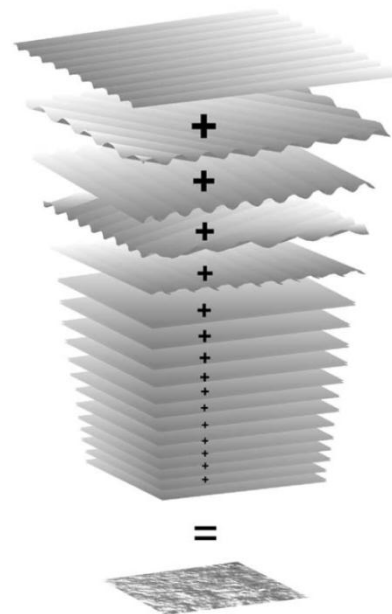
arriba-mar (*Sunamura, 1992*). Se não se tomar apenas em conta os aspetos mecânicos ligados à ondulação mas, todo o seu desenvolvimento como fenómeno atuante, a simples existência de material sólido ao longo da praia (areias ou fragmentos rochosos), proporciona um contínuo sistema abrasivo de sopé, originando geomorfologias singulares por subescavação, e consequentemente um desequilíbrio morfológico da vertente.

Uma das características das ondas do mar é a perda de muito pouca energia durante o processo de propagação, podendo viajar milhares de quilómetros sem que a energia total sofra grandes decréscimos por efeitos de dissipação térmica ou de atrito. Dado ao litoral ocidental português se apresentar completamente exposto a uma vasta área de oceano, é expectável que cheguem à costa ondas com uma enorme variedade de rumos. Estes comboios de ondas formados algures ao largo acabarão por incidir sobre o litoral, onde aí rebentarão e transmitirão a energia aos fundos produzindo assim trabalho geológico (*Andrade, 1997*).

A teoria de *Airy* ou linear representa a formulação mais simples, e devido aos seus pressupostos é mais frequentemente utilizada na descrição de ondas de pequena amplitude e altura. O autor desenvolveu a sua teoria a partir de ondas irrotacionais que viajavam sobre um fundo horizontal, qualquer que seja a profundidade da coluna de água.

Os parâmetros que descrevem a forma geométrica de ondas periódicas são: a altura de onda ( $H$ ), definida como a distância vertical entre a crista e a cava; e o comprimento de onda ( $L$ ), a distância horizontal entre duas cristas ou cavas sucessivas. Assumindo que a declividade da onda é baixa então  $H/L \ll 1$  caso contrário  $H/L \gg 1$ .

O período ( $T$ ) é um parâmetro chave na caracterização da agitação marítima, que possibilita retirar diretamente os valores de frequência ( $1/T$ ), comprimento e celeridade para águas profundas, através das seguintes expressões (*Komar, 1976*):



**Figura 3.11 - Espectro total como resultado do somatório de um conjunto de  $n$  ondas individuais (adaptado de “*Waves in Oceanic and Coastal Waters*”, 2007).**

$$L_0 = gT^2 / 2\pi \qquad C_0 = gT / 2\pi$$

sendo  $g$  a aceleração gravítica ( $\approx 9,81 \text{ms}^{-2}$ ).

Os efeitos perturbadores da ondulação sobre o fundo são efeitos retroativos da interferência do fundo sobre as ondas, sentidos principalmente em águas rasas. Deste modo os efeitos de atrito exercidos pelo fundo sobre a massa de água vão influenciar a velocidade de propagação (a velocidade de fase diminui), a geometria (o comprimento de onda diminui e a altura aumenta, ou seja, a declividade aumenta) e a direção (modifica-se por refração) das ondas incidentes, conforme vai reduzindo a profundidade (Andrade, 1997). Este comportamento pode ser fisicamente representável, definindo 3 domínios principais, águas profundas (*deep water*), águas intermédias (*intermediate water*) e águas rasas (*shallow water*) (Tabela 3.3).

**Tabela 3.3 - Critérios numéricos na determinação das fronteiras entre os três domínios (Komar, 1976).**

Interface	Profundas-Intermédias	Intermédias-Rasas
Critério	$\frac{D}{L_0} = \frac{1}{2}$	$\frac{D}{L_0} = \frac{1}{20}$

Para águas intermédias onde o fundo já interfere com a onda, assume-se para o cálculo de velocidades e comprimento de onda:

$$L = \frac{gT^2}{2\pi} \sqrt{\tanh \frac{2\pi D}{L}} \qquad C = \frac{gT}{2\pi} \sqrt{\tanh \frac{2\pi D}{L}}$$

Para águas rasas, tem-se:

$$L_s = T\sqrt{gD} \qquad C_s = \sqrt{gD}$$

À medida que a velocidade de propagação da onda reduzindo, a energia cinética que lhes está associada sofre uma redução proporcional, por outro lado a energia total do campo de ondas mantém-se sem que haja grandes variações. Assim, ao se manter a energia total e diminuindo a energia cinética, segundo a lei da conservação de energia mecânica, será compensada pelo incremento da energia potencial, expressão do aumento da altura das ondas em águas cada vez mais rasas, até atingir o limiar de rebentação. A rebentação é justificada pela excedência do limiar de equilíbrio por

modificações geométricas, diminuindo o ângulo apical da crista, que não pode exceder os 120°. A altura de rebentação da onda pode ser calculada através de um critério empírico de rebentação, que relaciona a altura de onda ( $H_b$ ) com a profundidade ( $D_b$ ) num dado ponto (Komar, 1976):

$$H_b/D_b = 0,78$$

A refração das ondas ocorre quando se aproximam à costa com uma dada obliquidade, onde diferentes porções da mesma onda sofrem o atrito com o fundo de forma diferencial, isto é, atrasos distintos, por num dado instante localizarem-se a profundidades diferentes. A aproximação oblíqua é acompanhada por um encurvamento, tendendo a diminuir o ângulo de ataque à costa até à altura da rebentação. A refração está diretamente interligada com a morfologia do fundo, ou características batimétricas da área (Figura 3.12). Para fundos irregulares destacados, que se assemelhem a promontórios, os raios de onda tendem a convergir, sendo locais de elevada densidade energética e consequentemente trabalho erosivo. Já em fundos que apresentem depressões submarinas, isto é, relevos côncavos, os raios de onda tendem a divergir, criando uma dispersão energética ao longo do traçado litoral e, por vezes, consequente acreção de sedimento.

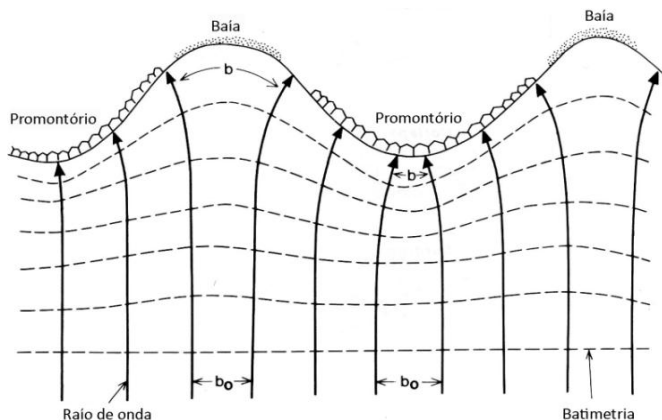


Figura 3.12 - Variação dos raios de onda em função das distintas condições batimétricas (adaptado de Sunamura, 1992).

A lei de Snell habitualmente utilizada nas áreas da ótica e geofísica, é também uma ferramenta base na análise da agitação marítima, possibilitando relacionar os ângulos de uma frente de onda em dois instantes distintos,  $\alpha_1$  e  $\alpha_2$ , face à direção da linha de costa, e suas celeridades nesses mesmos dois pontos,  $C_1$  e  $C_2$ , a partir da seguinte relação:

$$\frac{\sin \alpha_1}{C_1} = \frac{\sin \alpha_2}{C_2}$$

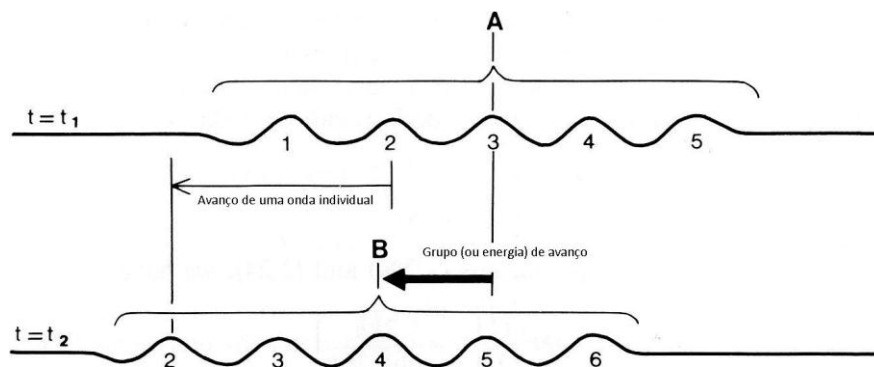
Após a saída da área de geração as ondas não estão mais sobre a influência dos ventos geradores, começam a ordenar-se e tornam-se mais regulares. A velocidade de propagação de cada onda depende apenas do seu próprio período, isto é, para uma onda singular quanto maior for o período mais veloz ela é. Assim, as ondas de longo período irão ultrapassar e deixar para trás as de curto período, apesar de iniciarem a propagação juntas na área de geração. Esta separação por períodos é o fator principal na individualização de uma ondulação, de um estado de mar caótico e complexo perto da área de geração. A este comboio de ondas com períodos semelhantes dá-se o nome de grupo de ondas, em que cada período de onda no espectro possui um grupo de ondas associado a ele, movendo-se para fora da área de geração. Diferentes grupos de ondas com diferentes períodos possuem velocidades de progresso distintas, em cada grupo as ondas vão surgindo na parte de trás desse comboio viajando através dele, acabando por desaparecer à medida que se deslocam para a frente (Figura 3.13). A velocidade de grupo ( $C_g$ ) é obtida segundo:

$$C_g = C \cdot n$$

sendo em águas profundas  $n = \frac{1}{2}$ , aumentando o valor conforme as ondas viajam para águas de profundidade intermédia:

$$n = \frac{1}{2} \left( 1 + \frac{\frac{4\pi D}{L}}{\sinh\left(\frac{4\pi D}{L}\right)} \right)$$

tornando o  $n = 1$  em águas rasas. Isto significa que um dado pacote de ondas tende a aumentar a velocidade conforme se aproxima da linha de costa, ao contrário do que acontece com uma onda individual que essa velocidade é retardada (Komar, 1976).



**Figura 3.13 - Propagação de um grupo de ondas. Enquanto o centro do grupo de ondas avança de A para B durante o intervalo de tempo  $t_1 - t_2$ , a onda 1 desaparece e uma nova onda (6) aparece (adaptado de Sunamura, 1992).**



As partículas de água ao retornarem sempre à sua posição original (movimento orbital das partículas), levam a que não exista qualquer movimento efetivo de água sob a ação da ondulação, sendo o movimento de onda em si apenas uma transferência de energia ao longo da superfície do oceano. A deformação vertical de uma dada onda em relação ao plano horizontal da superfície da coluna de água corresponde à energia potencial ( $E_p$ ), por outro lado o movimento orbital das partículas no seu interior representa a sua energia cinética ( $E_c$ ). Assume-se que a energia total ou densidade de energia ( $E$ ), é dada por:

$$E = E_p + E_c \quad \Leftrightarrow \quad E = \frac{1}{8} \rho g H_{rms}^2$$

esta é expressa em *Joules* por comprimento linear por crista, em que  $\rho$  se refere à densidade da água do mar ( $\approx 1025 \text{ gml}^{-1}$ ) e  $H_{rms}$  a altura média quadrática, obtida por:

$$H_{rms} = \left( \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N H_i^2 \right)^{1/2}$$

sendo  $H_i$  a altura individual de cada onda num dado registo de ondógrafo.

Partindo da energia total poder-se-á obter o fluxo de energia ou potência, denotada por  $P$  (W/m), correspondendo a uma taxa de transmissão energética na direção de propagação da onda, através de:

$$P = E \cdot C_g$$

### 3.3.2. Fundamentos do modelo SWAN

O SWAN (*Simulating Waves Nearshore*) corresponde a um modelo de terceira geração, isto é, um modelo de onda espectral discreta que não assume qualquer tipo de restrição à forma do espectro, descrevendo a evolução bidimensional do espectro da energia das ondas em condições arbitrárias de vento, correntes e batimétricas. Este tal como os restantes modelos tem a principal função de resolver a equação de balanço da ação espectral, tendo sido desenvolvido para estimar as condições de ondulação a pequenas escalas, áreas costeiras associadas a águas pouco profundas, rasos de maré, ilhas-barreira, correntes e ventos locais. No cálculo do modelo, para geração ou dissipação da

energia das ondas no espaço, o processamento parte do princípio que (Booij *et al.*, 1999):

- ✓ o empolamento é resultado das variações do fundo ou correntes;
- ✓ a refração é devida à variação da profundidade e correntes;
- ✓ a geração das ondas é feita pelo vento;
- ✓ a dissipação resulta da rebentação parcial (*whitecapping*);
- ✓ ocorrem interações triplas e quádruplas não lineares entre ondas;
- ✓ a rebentação é induzida pelo fundo;
- ✓ existe transmissão por obstáculos e reflexões atribuídas a correntes que se opõe à direção de propagação das ondas.

A equação de balanço da ação espectral resolvida pelo SWAN tem em conta que a evolução da onda é baseada na formulação Euleriana, sendo esta dada por (Hasselmann *et al.*, 1973):

$$\frac{\partial}{\partial t} N + \frac{\partial}{\partial x} c_x N + \frac{\partial}{\partial y} c_y N + \frac{\partial}{\partial \sigma} c_\sigma N + \frac{\partial}{\partial \theta} c_\theta N = \frac{S}{\sigma}$$

onde  $N(\sigma, \theta; x, y, t)$  é a densidade de ação como função da frequência intrínseca ( $\sigma$ ),  $\theta$  é a direção,  $x$  e  $y$  as coordenadas planimétricas e  $t$  o tempo. O primeiro termo representa a taxa local de variação da densidade de ação no tempo. O segundo e terceiro termos correspondem à propagação da ação no espaço  $x$  e  $y$ , com as respectivas velocidades  $c_x$  e  $c_y$ . O quarto termo consiste na oscilação da frequência relativa por variações de profundidade e correntes, com uma velocidade de propagação  $c_\sigma$  no espaço  $\sigma$ . O quinto termo representa a refração induzida pelo fundo e correntes, associada a uma velocidade de propagação  $c_\theta$  no espaço  $\theta$ . As expressões para as velocidades de propagação são obtidas directamente a partir das teorias lineares (Whitham, 1974; Dingemans, 1997), sendo que a difração não é incluída neste modelo de base. O termo  $S$  [=  $S(\sigma, \theta; x, y, t)$ ], densidade de energia, provem dos efeitos da geração, dissipação e das interações não-lineares onda-onda.

O forçamento pelo campo de ventos é um dos *inputs* na estrutura matemática do SWAN, sendo o mecanismo de transferência energética à superfície do mar. Segundo Ris (1997), podem ser aproximadas de duas diferentes formas:

1. o crescimento da energia da onda é linear no tempo;
2. o processo de interação entre o vento e as ondas cresce de forma exponencial.

Assim, o mecanismo de realimentação pelo vento sobre a superfície livre pode ser descrito por um crescente somatório linear ou exponencial dado pela expressão:

$$S_{in}(\sigma, \theta) = A + BE(\sigma, \theta)$$

no qual  $A$  e  $B$  são dependentes da frequência e direção da onda, bem como a velocidade e direção do vento, sendo que  $A$  caracteriza o crescimento linear da energia em função do tempo por flutuações da pressão atmosférica criadas pelo vento, e  $B$  corresponde ao crescimento exponencial da energia (*Sampaio, 2008*).

Outro dos termos de entrada é a dissipação, este é descrito a partir da resultante do somatório de três mecanismos contributivos, rebentação parcial  $S_{ds,w}(\sigma, \theta)$ , atrito de fundo  $S_{ds,b}(\sigma, \theta)$  e por rebentação induzida pela redução de profundidade  $S_{ds,br}(\sigma, \theta)$ . O primeiro depende da declividade da onda sendo a sua formulação descrita por:

$$S_{ds,w}(\sigma, \theta) = -\Gamma \bar{\sigma} \frac{k}{\bar{k}} E(\sigma, \theta)$$

Em que  $\Gamma$  é o coeficiente que depende da declividade,  $k$  o numero de onda,  $\bar{\sigma}$  a frequência média e  $\bar{k}$  o numero médio de onda (*WAMDI Group, 1988*). O coeficiente  $\Gamma$  é obtido por via da equação do balanço de energia das ondas em condições de completo desenvolvimento, implicando assim que os seus valores estejam dependentes da formulação utilizada na representação dos ventos. A dissipação provocada pelo atrito de fundo resultante da interação do movimento orbital das partículas com o fundo, levando a que exista transferência de energia, é representada por:

$$S_{ds,b}(\sigma, \theta) = -C_b \frac{\sigma^2}{g^2 \sinh^2(kd)} E(\sigma, \theta)$$

no qual  $C_b$  é o coeficiente de atrito de fundo e  $d$  a profundidade. Como já foi visto anteriormente, conforme a onda se vai aproximando da costa a profundidade vai diminuindo, chegando a um ponto que a onda rebenta dissipando rapidamente a sua energia. A expressão utilizada no modelo para este tipo de dissipação por rebentação induzida pelo fundo é:

$$S_{ds,br}(\sigma, \theta) = -\frac{S_{ds,br,tot}}{E_{tot}} E(\sigma, \theta)$$

sendo  $E_{tot}$  a energia total da onda e  $S_{ds,br,tot}$  a taxa média de dissipação da energia total da onda por cada unidade horizontal de superfície (Ris, 1997), este valor é fortemente dependente do parâmetro de rebentação, assumindo o modelo a constante 0,73 (valor médio do registo de dados segundo Battjes and Stive, 1985).

A interação não linear entre ondas tem um peso importante neste modelo, sendo as interações quadruplas as que regem a evolução do espectro em domínio de águas profundas, transferências energéticas estas que ocorrem desde picos de espectro até baixas frequências, onde a energia é dissipada por rebentação parcial. Já em águas muito pouco profundas, as interações não lineares triplas são as mais significativas na evolução do espectro, levando a que a transferência de energia ocorra de baixas frequências para altas frequências, criando uma maior harmonização (Booij et al, 1999). No modelo SWAN, as interações não lineares de três ondas ocorrem através da aproximação denominada de *Lumped Triad Approximation (LTA)* reformulada em 1996 por Eldeberky. Já as de quatro ondas são calculadas através de uma aproximação discreta (*Discrete Interaction Approximation – DIA*) de Hasseemann et al. (1985).

Tendo em conta que este é um modelo numérico que tem como princípio as entradas e saídas em cada célula, o cálculo é executado recorrendo a fontes e percas. Por esse motivo, a seleção da malha de cálculo é um dos principais atributos, principalmente no que respeita à sua resolução, orientação, etc.. Deste modo existem dois tipos de malhas computacionais, estruturadas e não estruturadas. As primeiras podem ser recti-líneas e uniformes ou curvi-líneas, consistindo em células quadriláteras cujo ponto da grelha interna é formado pela interceção de quatro células. Nas não estruturadas este número pode ser variado, normalmente entre 4 a 10, dando origem nas versões anteriores do SWAN a formas híbridas, resultado das combinações entre triângulos e quadriláteros. Atualmente, na corrente versão esta rede é apenas triangular. Conforme as ondas se propagam para águas menos profundas e dada a gradual interação com o fundo, a necessidade de uma maior resolução batimétrica é um dos pontos-chave para a melhor qualidade dos resultados finais, tornando-se a caracterização da faixa de rebentação o grande quebra-cabeças neste tipo de modelos.

### 3.4. Estatística na análise de suscetibilidade

Existem variadas técnicas para avaliação e produção de mapas suscetibilidade à ocorrência de instabilidades em vertentes, com diferenças operacionais e conceptuais ao nível dos tipos de unidades de terreno, e das ferramentas de análise e construção de modelos. Apesar das abordagens diversificadas, os métodos propostos são baseados em pressupostos amplamente aceites pela comunidade científica, são estes (*Guzzetti, 2005*):

- 1) os movimentos são identificados através de características que podem ser reconhecidas a partir da estereoscopia de imagens aéreas;
- 2) os movimentos são controlados pelas leis da física, partindo das suas características geomecânicas, podendo estes movimentos serem determinados de forma empírica, estatística ou determinista;
- 3) seguindo um dos princípios da geologia, os movimentos que ocorreram no passado e presentemente podem ser indicadores do que irá ocorrer no futuro, partindo no estudo das condições que levaram à instabilidade;
- 4) o desencadear do processo no espaço e no tempo deve ser calculado a partir de informações ambientais ou modelos físicos, sendo o zonamento territorial efetuado de acordo com as diferentes probabilidades de ocorrência de movimento.

Para se efetuar uma avaliação de suscetibilidade de movimentos de vertente é, acima de tudo, fulcralmente necessário entender o significado desta terminologia, que habitualmente se utiliza como sinonimo de perigosidade, sendo dois conceitos parcialmente distintos. A suscetibilidade no que se trata ao estudo dos movimentos de massa, corresponde à probabilidade de um dado movimento ocorrer numa determinada área, com base nas condições locais do terreno (*Brabb, 1984*). Esta é obtida através da estima dos locais onde existirá maior tendência de instabilidades, sem considerar a probabilidade temporal das ocorrências e suas magnitudes. Já a previsão da perigosidade é bastante mais complexa, envolvendo a necessidade de determinar onde, quando, dimensões e com que frequência ocorrerá o próximo movimento, consistindo numa previsão do que irá ocorrer no futuro.

### 3.4.1. Método bivariado do Valor Informativo

Este método tem sido aplicado por vários autores no que diz respeito à avaliação de ocorrência de movimentos de massa em vertentes (Yin & Yan, 1988; Wu et al., 2000; Zêzere, 2002; Marques et al., 2011). Corresponde a uma análise estatística de aproximação indireta, simples de aplicar, permitindo uma previsão quantificada através de uma pontuação. O conceito do valor informativo parte da teoria de probabilidade condicionada de Bayes, relacionando a ocorrência de um dado acontecimento faça a determinado evento (Yan, 1988):

$$I_{A_i \rightarrow B} = \log[P(B) - (-\log(P(B/A_i)))] = \log \frac{P(B/A_i)}{P(B)}$$

onde  $I_{i \rightarrow B}$  é a informação de um acontecimento  $B$  ocorrer devido a um dado evento  $A$  num terreno  $i$ , no o qual se terá que obter as probabilidades do acontecimento  $B$  ocorrer,  $P(B)$ , e a probabilidade desse mesmo acontecimento acontecer sobre a condição do evento  $A$  num terreno  $i$ ,  $P(B/A_i)$ . Cada fator (litologia, declive, ...) possui  $m$  classes ou variáveis (e.g. declives: [10; 20], [20; 30], ...), e cada uma dessas classes é cruzada com a presença de movimento nas suas células (ou unidades de terreno). Assim, atribui-se a cada variável um dado peso, expresso pelo valor informativo ( $I_i$ ). A formulação da probabilidade condicionada pode ser rescrita segundo (Yin & Yan, 1988):

$$I_i = \log \left( \frac{S_i/N_i}{S/N} \right)$$

→  $S_i$  é o numero de unidades de terreno com instabilidades na variável  $X_i$ ;

→  $N_i$  é o numero de unidades de terreno com a variável  $X_i$ ;

→  $S$  é o numero de unidades de terreno com instabilidades;

→  $N$  é o numero total de unidades de terreno na área em estudo.

Caso os resultados obtidos desta expressão apresentem um  $I_i$  com sinal negativo, significa que a presença da variável se “opõe” à ocorrência de movimentos nessa unidade de terreno (baixa suscetibilidade). Para as situações de valor positivo, indica que a variável é positivamente correlacionável com a ocorrência de instabilidades (alta

suscetibilidade). Valores que estejam muito próximos de zero, poder-se-á afirmar que a variável não apresenta expressão significativa.

Após ponderado o valor informativo de cada variável ( $I_i$ ), poder-se-á atribuir um *score* ao fator, justificando o seu grau de importância, através da média do valor informativo absoluto. Quanto mais alto for esse valor, mais importância ele terá no modelo teste.

Dado cada unidade de terreno possuir  $m$  variáveis (ou classes) pertencentes a cada fator de predisposição, o valor informativo total ( $I_j$ ) para cada uma dessas unidade de terreno ( $j$ ) é dado por:

$$I_j = \sum_{i=1}^m X_{ji} I_i$$

- $m$  é o número de variáveis;
- $X_{ji}$  é a variável dicotômica que representa a ausência (0) ou a presença (1) de uma dada variável na unidade de terreno;
- $I_i$  é o valor informativo da variável  $X_i$ .

Do ponto de vista da geologia de engenharia, o significado deste tipo de mapas de prognóstico pode ser interpretado como uma previsão das zonas relativamente mais instáveis, onde estão representados ambientes geológicos que apresentem vertentes em condições mais desfavoráveis e as suas variações de perigosidade. Ao se classificar estes ambientes, é possível efetuar ainda uma delimitação quantitativa, em primeira abordagem, dos locais que envolverão maior perigo para ocupação do território.

### 3.4.2. Curva de Sucesso e ROC como validação

A previsão da qualidade dos modelos é tão ou mais importante que qualquer etapa neste tipo de trabalhos. Para isso utiliza-se em grande parte dos estudos de *landslides* a curva de sucesso, comparando um modelo preditivo contra um modelo ideal. O modelo ideal toma em conta que todas células com movimentos estão arrumadas em primeiro lugar, assumindo que são as unidades de terreno mais suscetíveis, justificando todas as ocorrências de movimentos de vertente mais cedo (atinge os 100% mais depressa). O modelo preditivo assume cada fator isoladamente ou por combinação de vários, tentando ao máximo ajustar-se e, acompanhar a curva do modelo ideal, sendo as células ordenadas em função do valor informativo, do maior para o menor. Assim, na avaliação da qualidade do modelo a ser testado utiliza-se a Área Abaixo da Curva (AAC), que quanto mais próximo estiver da AAC do modelo ideal, melhor o seu desempenho. A aproximação simplificada é dada por (Vasconcelos, 2011):

$$AAC = \sum_{i=1}^n \left[ (L_{si} - L_i) \times \left( \frac{a_i + b_i}{2} \right) \right]$$

sendo  $(L_{si} - L_i)$  a amplitude da classe produzida,  $a_i$  o valor na ordenada de  $L_i$  e  $b_i$  o valor na ordenada de  $L_{si}$ .

A curva ROC (*Receiver operating characteristic*) por sua vez corresponde a um teste que avalia duas medidas, a sensibilidade ou Fração de Verdadeiros Positivos (FVP) e especificidade ou Fração de Falsos Positivos (FFP). A FVP corresponde à frequência acumulada de células com movimento, que graficamente é projetada num plano unitário contra a FFP, correspondente à frequência acumulada de células sem movimento, num total de  $n$  células (Figura 3.14).

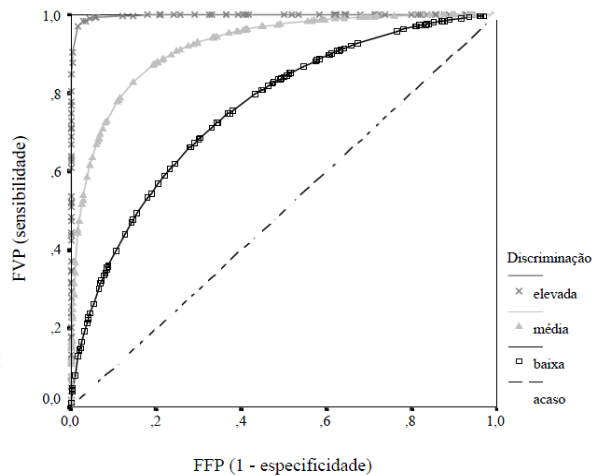


Figura 3.14 - Representação gráfica da curva ROC em plano unitário.



Tal como a curva de sucesso a avaliação da curva ROC é dada pela AAC. Sendo a AAC parte de uma área quadrática unitária, o seu valor estará compreendido entre 0 e 1. Partindo do princípio que a função seguiria uma distribuição Normal, metade das células da área em estudo possuiriam instabilidades, sendo a sua projeção gráfica uma linha diagonal entre (0,0) e (1,1), com uma AAC de 0,5 (modelo não discriminatório), que para classificadores realísticas nunca deveria ser inferior a esse valor. A AAC é uma propriedade estatística bastante importante, equivalente à probabilidade de classificar como positiva uma ocorrência escolhida ao acaso, face um acontecimento aleatório negativo, equivalente ao teste não paramétrico de Wilcoxon (*Hanley & McNeil, 1982*).



## 4. Métodos e resultados

### 4.1. Trabalhos com fotografia aérea

#### 4.1.1. Processamento preliminar sobre o voo RAF

Na fase inicial desta etapa de trabalho propôs-se e tentou-se que o inventário de movimentos fosse efetuado por uma metodologia mais precisa e rigorosa, restituindo a crista da arriba através de fotogrametria, para os voos de 1947 da RAF (*Royal Air Force*) e 2010 da Municipia. Foi necessária uma observação cuidada de 12 imagens RAF, com o intuito de identificar o máximo possível de pontos no terreno que não tivessem sofrido qualquer alteração desde os anos 40, estruturas sólidas imóveis (cantos de muros, moinhos, casas), apoiadas pelo *Bing Maps Aerial* (ESRI), *Google Earth* e *Municipia 2010*. Este processo permitiu a identificação de 74 pontos fotogramétricos possíveis, sendo posteriormente selecionados apenas 31 deles para aquisição no terreno com recurso ao GPS-RTK (Figura 4.1). Na sua seleção deu-se preferência aos pontos com localizados próximos aos limites da fotografia, e que, ao mesmo tempo, intercetassem o maior número de imagens possíveis, com o objetivo de orientar em bloco essas 12 imagens (Figura 4.2).

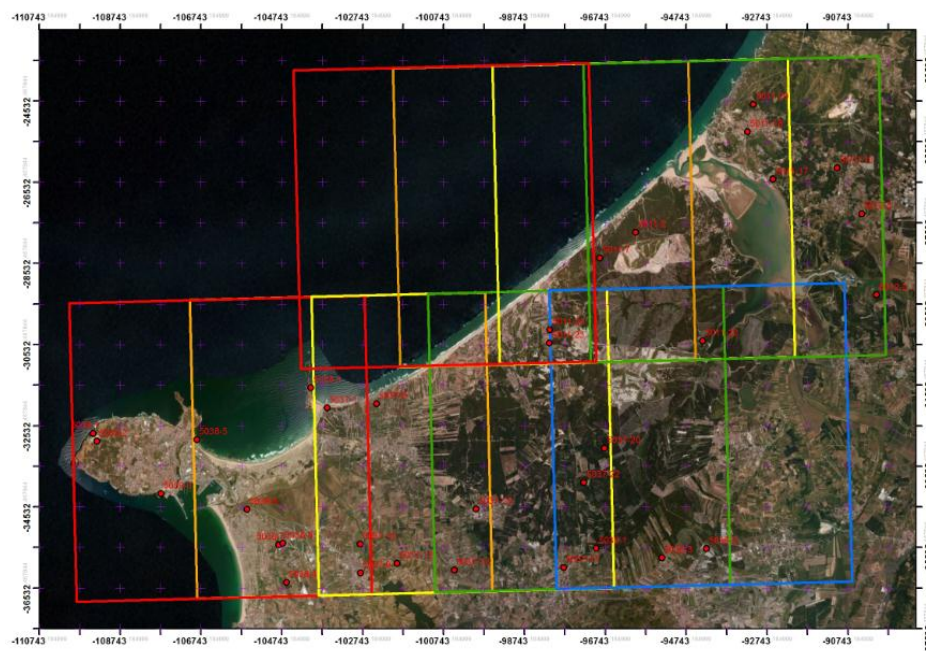
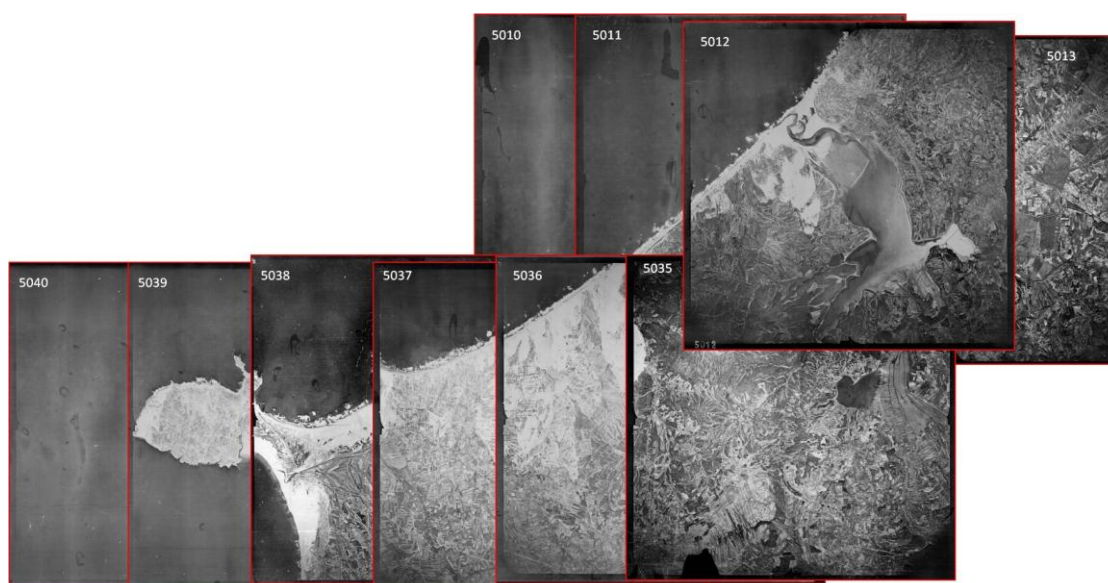


Figura 4.1 - Posicionamento dos PFs recolhidos no terreno em função de cada imagem (*Datum 73 IPCC*).

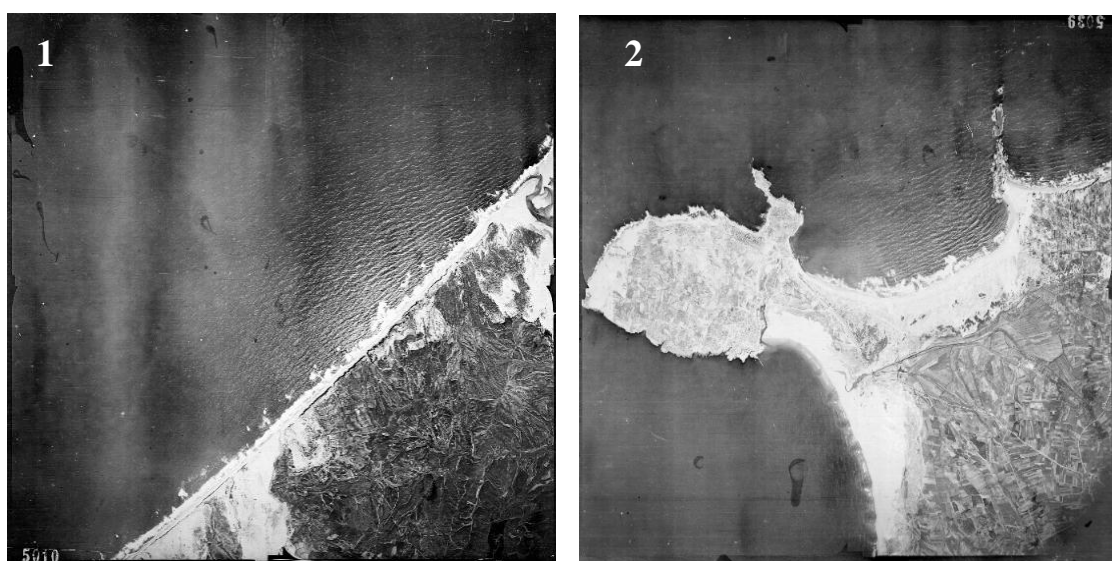
Posteriormente decidiu-se a não utilização desta metodologia para o inventário dada à gama de resultados obtidos, com erros planimétricos a rondar os 15m, tornando-se muito pouco viável para o estudo de arribas, cujos recuos na maior parte dos casos são bastante inferiores a esse erro, mesmo para espaços temporais na ordem de décadas. Os elevados erros obtidos com esta metodologia devem-se à reduzida qualidade das imagens, com diversos problemas a nível da radiometria e possuindo imensas deformações internas. Mesmo recorrendo a métodos simplificados, como comparação direta de fotografias, tanto a paralaxe vertical como a horizontal não são as mais adequadas, dado ao grau de detalhe com que se pretende trabalhar. O motivo da falta de qualidade passa por esta ter sido uma cobertura efetuada após a 2ª Guerra Mundial unicamente para reconhecimento do território Ibérico, sem qualquer objetivo posterior de aplicação de técnicas de imagem mais elaboradas, como a fotogrametria. Além de terem sido utilizadas câmaras de baixa qualidade, as fiadas fotográficas apresentam-se desalinhas.



**Figura 4.2 - Posicionamento das fotográficas em bloco para orientação interna.**

O facto de este registo das imagens RAF estar em suporte digital, permitiu a utilização de técnicas de processamento digital para melhoramento da sua qualidade radiométrica. Assim, tornou o processo de foto-comparação bastante mais exequível em muitas das situações em que a imagem o desfavorecia, dado em grande parte ao ressalto brusco dos níveis de cinzentos entre a arriba e as coberturas dunares expostas no topo. Como estas

imagens não apresentam todas os mesmos problemas, optou-se por se utilizar duas das três diferentes opções de processamento propostas por Roque (2009), para luminosidade heterogénea e luminosidade variável (Figura 4.3), sendo que a de grandes discontinuidades não foi utilizada visto nenhuma imagem possuir este tipo de problema. Esta técnica foi executada em ambiente MatLab, e em situações de luminosidade heterogénea onde as imagens apresentam grande variabilidade de tons de cinzento, tanto em fiadas diferentes como na mesma fiada. As de luminosidade variável ocorrem com a existência de bandas verticais mais escuras e mais claras, além de todas elas possuírem os cantos extremamente escuros.



**Figura 4.3 – Fotografias com os tipos de deficiência radiométrica. 1 – Bandas típicas das imagens de luminosidade variável; 2 – Intercalações entre manchas de cinzentos claros e escuros, problema das imagens com luminosidade heterogénea.**

#### **4.1.2. Compilação de dados por fotointerpretação**

Esta etapa de trabalho teve como objetivo a elaboração do inventário de base para os movimentos de vertente, utilizando pares estereoscópicos, um mais antigo e outro mais recente, de fotografias aéreas existentes em arquivo para o último século. Encontraram-se disponíveis no IGeoE, IGP, FAP e INAG, fiadas referentes aos voos, de 1947 da RAF, de 1958 da United States Air Force, de 1980 da Força Aérea Portuguesa, de 1996 do Instituto da Água, I.P. e de 2010 da Municipia. O voo RAF foi utilizado como referencia mais antiga, dada a não existência de nenhum levantamento SPLAL para este setor de costa (Tabela 4.1).

**Tabela 4.1 - Características dos diferentes voos utilizados.**

Ano	Entidade Executante	Entidade Pertencente	Escala	Tipo de Imagem	Ref <sup>a</sup> Fotográfica
1947	Royal Air Force	Instituto Geográfico do Exército	1:30.000	Escala de cinzentos	Rolo 80: <u>5009-5012(W-&gt;E)</u> <u>5036-5039 (E-&gt;W)</u>
1958	United States Air Force	Instituto Geográfico do Exército	1:26.000	Escala de cinzentos	Rolo 3: <u>96-98 (N-&gt;S)</u> <u>158-161 (S-&gt;N)</u> <u>163-166 (N-&gt;S)</u>
1980	Força Aérea Portuguesa	Força Aérea Portuguesa	1:15.000	Escala de cinzentos	Rolo 33: <u>830-831 (NNE-&gt;SSW)</u> <u>832-840 (NE-&gt;SW)</u>
1996	Erfoto - Fotografia Aérea, Lda	Instituto da Água, I.P.	≈ 1:9.000	RGB	Rolo 47: <u>4984-4956 (SW-&gt;NE)</u> <u>5013-4993 (WSW-&gt;ENE)</u> <u>5088-5091 (S-&gt;N)</u>
2010	Municipia, E.M., S.A.	Municipia, E.M., S.A.	Pixel 0,3m no terreno	RGB	<u>0807-0814 (SW-&gt;NE)</u> <u>0821-0829 (NE-&gt;SW)</u> <u>0873-0876 (SW-&gt;NE)</u>

Para a comparação desta série multitemporal utilizou-se como recurso o *software* Adobe Photoshop, para processamento de imagem em formato digital e identificação de recuos na arriba em observação estereoscópica, e a ferramenta SIG ArcGIS, que serviu para projetar os locais onde foram identificadas essas perdas de terreno. O inventário foi apoiado pela topografia de base do INAG (resultado do levantamento aerofotogramétrico realizado pela Artop entre 2001 e 2003 para o litoral português, com equidistância das curvas de nível de 2m), e nos ortofotomapas de 2005 do IGP, cujo pixel da imagem corresponde a 0,5m no terreno.

Assim, foi possível compilar um conjunto de dados alfanuméricos, inseridos em campos de atributos definidos tendo em consideração a informação que seria possível extrair através da metodologia adotada. Os campos criados em ambiente SIG, fazem parte de uma tabela cuja base de dados é do tipo DBF (*Data Base File*), em que a cada linha está-lhe associada uma feição gráfica, isto é, a uma área planimétrica poligonal materializada como perdida. A tabela de atributos é composta por esta relação entre os designados *records* (linhas) e *fields* (colunas), sendo que para um dado *record* podem ser definidas infinitas colunas ou campos, dos mais diferentes tipos, quer sejam eles numéricos, data, booleano (sim ou não), textuais, entre outros. Desta forma a tabela do inventário de base integra campos com as seguintes designações (Figura 4.4):

- FID – campo obrigatório e independente da tabela, é pré-definido quando se cria a *shapefile*, organizado automaticamente em função da ordem de criação dos polígonos;
- Shape – tal como o *FID* é um campo gerado de forma automática, designando o formato do ficheiro vetorial, quer seja ele polígono, linha ou ponto, é obrigatório e independente da tabela não sendo possível modifica-lo manualmente;
- ID – da mesma forma que os anteriores este campo este é criado automaticamente, podendo ser utilizado para identificar exclusivamente linhas em tabelas num *geodatabase*, permitindo seleccionar conjuntos e executar operações entre várias características;
- Intervalo – este é um campo do tipo texto criado para datar o intervalo de uma dada ocorrência, ou como se verificou em muitos dos casos, inúmeras ocorrências em que a evolução é continua ao longo do tempo;
- Frente Máx – correspondendo à frente (comprimento) máxima exposta pela zona que sofreu instabilização;
- Recuo Máx – recuo (largura) máximo da arriba para cada área materializada;
- Área Total – cálculo efetuado planimetricamente, isto é, num espaço projetado xy, permitindo definir as áreas totais perdidas em crista para cada polígono;
- Recuo Local – valor (médio) obtido pela razão entre a área perdida e comprimento afetado;
- Tipologia – para o preenchimento deste campo a metodologia a adotar partiu do princípio a experiência adquirida em campo e historial de movimentos detetados, recorrendo à tipologia proposta por *Varnes* que foi apresentada no capítulo anterior;
- Obs – campo de texto criado para as observações feitas ao longo do processo de comparação fotográfica, permitindo compilar informações lógicas para alguns dos restantes atributos;
- Loc\_x – localização do centróide do polígono em coordenadas projetadas segundo o eixo dos xx (este);



- Loc\_y – localização do centróide do polígono em coordenadas projetadas segundo o eixo dos yy (norte).

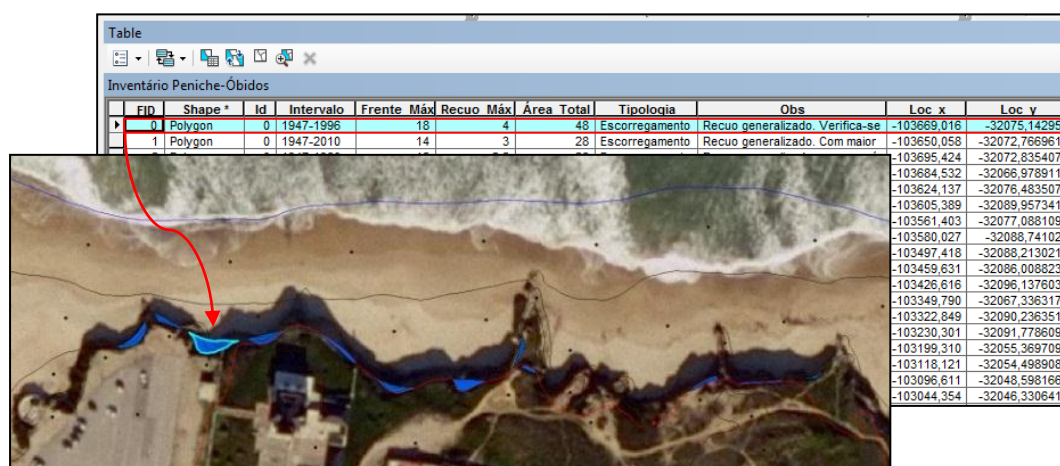


Figura 4.4 - Informação associada a uma das áreas que sofreu evolução significativa nos últimos 63 anos.

#### 4.1.3. Resultados

No final caracterizaram-se 203 áreas cujo recuo se fez sentir ao longo da crista (Figura 4.7), com cerca de  $16.000\text{m}^2$  de área perdida. Quatro desses locais (arriba norte da praia D'El Rei, duas frentes a 500m a sul da praia do Rei do Cortiço e praticamente toda a praia do Bom Sucesso) apresentam um recuo máximo da crista das arribas bastante significativo, de 12 a 25m, com perdas planimétricas entre os  $1.000$  e  $3.500\text{m}^2$  (Figura 4.5). As taxas de recuo anual (razão entre o comprimento de arriba perdida e numero de anos em análise) atingem os 20 a 40cm/ano em Óbidos, bastante superior ao que se obteve para o resto da área de estudo, com valores inferiores a 10 cm/ano.



Figura 4.5 - Localização dos troços com maior área perdida, compreendidos entre as praias D'El Rei e Bom Sucesso.

No cálculo de volumes deslocados, a sua aproximação pode ser obtida partindo do produto entre a área perdida e o comando da arriba (Marques, 1997). Trata-se de um processo menos rigoroso, assumindo um número maior de erros, tomando o esquema



conceptual de evolução paralela por translação de todos os pontos do plano de vertente, sobre a forma de blocos paralelepípedicos, assumindo sempre que a disposição geométrica atual é a mesma do passado. Outra das problemáticas que envolve alguma imprecisão passa pela definição do comando da arriba, por diferença entre as cotas da crista e da base. A crista retira-se diretamente da topografia, porém a base que geomorfologicamente resulta do ponto de inflexão entre a vertente e a plataforma de abrasão, em litoral de acumulação é difícil de obter.

Atendendo aos problemas mencionados e para maior facilidade de execução, as taxas foram determinadas utilizando a área do inventário, e o comando da arriba segundo a base (cota mínima) e crista (cota máxima) para a topografia disponível. Esta contribuição sólida das arribas para alimentação das praias, para este troço, apresentou um valor próximo dos  $220.000\text{m}^3$ , com uma taxa de  $3.500\text{m}^3/\text{ano}$ .

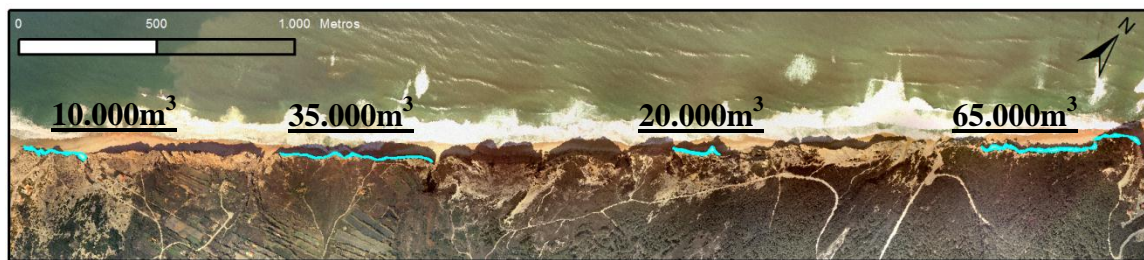


Figura 4.6 - Localização das arribas com maior volume debitado em 63 anos, para valores superiores a  $10.000\text{m}^3$ , compreendidos entre as praias D'El Rei e Bom Sucesso.

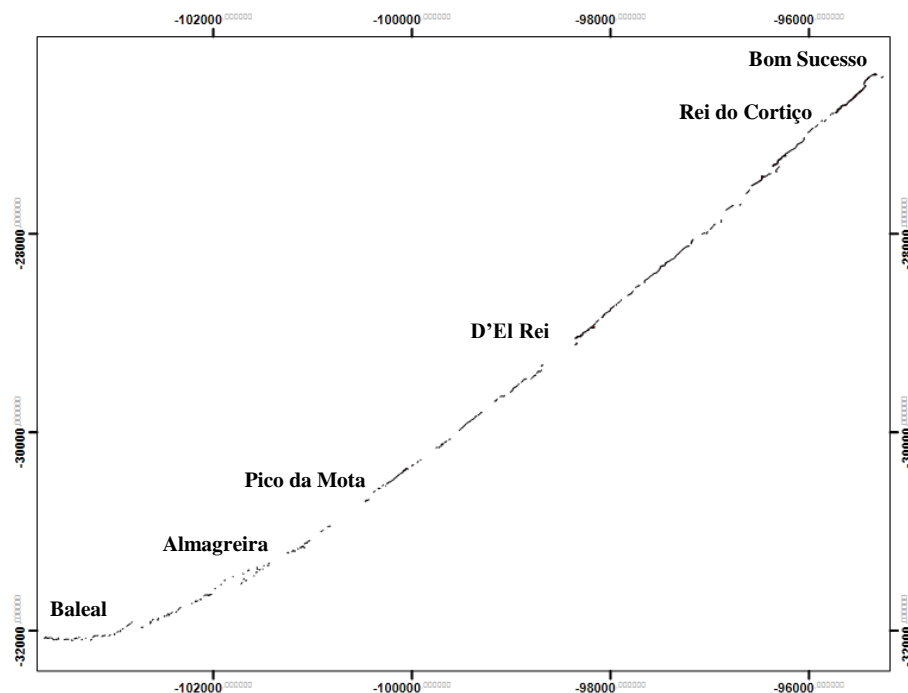


Figura 4.7 - Recuos detetados entre 1947-2010 (*Datum 73 IPCC*).

## 4.2. Caracterização morfométrica

No *software* utilizado (ArcGIS) o MDT (Modelo Digital de Terreno) foi produzido segundo o modelo TIN (*Triangular Irregular Network*), a representação morfológica da superfície do terreno parte do princípio que a triangulação realizada satisfaz o critério de *Delaunay*. Habitualmente utilizado em matemática e geometria computacional, consiste numa triangulação irregular entre três pontos (definidos pelas coordenadas  $x,y,z$ ), que originam um dado plano “P” (Figura 4.8), tal que, nenhum desses pontos de referência está contido dentro das circunferências.

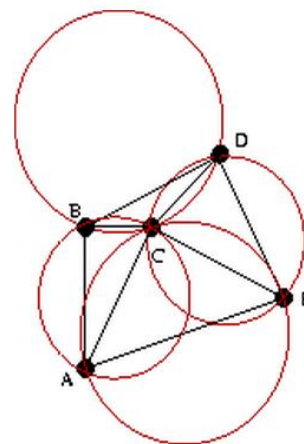


Figura 4.8 – Exemplo de triangulações *Delaunay*, partindo dos pontos A, B, C, D, E, na definição dos seus planos.

Os pontos utilizados na triangulação foram extraídos das curvas de nível (de 2 em 2 metros) e pontos cotados da topografia do INAG 1:2.000. O rigor da informação depende essencialmente da escala da informação topográfica, quanto maior for a resolução da superfície do terreno (equidistância das curvas de nível) maior será o grau de precisão do MDT, sendo os pontos utilizados correspondentes a altitudes efetivas, assim não dependem de interpolações como o tradicional método da grelha.

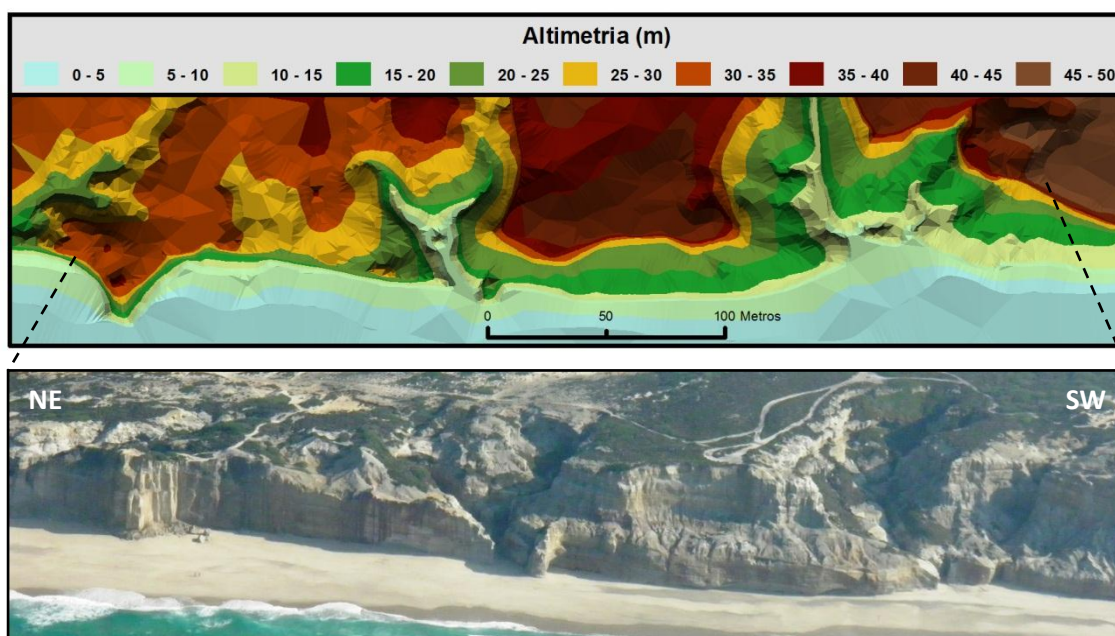


Figura 4.9 - Parte do modelo digital de terreno realizado e sua imagem real (fotografia oblíqua aérea; *Andrade, 2010*).

Comparando um excerto do MDT final com a sua imagem real dada pela Figura 4.9, verifica-se que partindo de uma base de dados com boa resolução é possível interpolar uma superfície de terreno bastante semelhante à real. Efetuando uma leitura da imagem do MDT, facilmente se podem caracterizar: linhas de água, seguindo o alinhamento das arestas abatidas dos triângulos; mudanças bruscas da geometria da arriba, definindo o limite superior (crista) e inferior (base) da arriba; ou mesmo em algumas situações cones de dejeção, permitindo o cálculo aproximado do seu volume. Este modelo possibilita ainda extrair diretamente a altura associada a uma dada área no terreno (pixel), sendo essa área definida pelo utilizador.

#### 4.2.1. Mapa de declives (*Slope*)

Através do MDT elaborado anteriormente, tornou-se possível criar um modelo matricial, em que cada  $m^2$  no terreno (o pixel utilizado foi de 1m) lhe é associado uma dada inclinação. O declive é calculado para cada uma das células através da taxa máxima de variação a partir dessa célula para a sua vizinhança, isto é, corresponde à razão entre a máxima variação altimétrica e a distância entre a célula central e as 8 células envolventes, identificando o maior ressalto em do terreno (Figura 4.10). Os valores da célula central e as oitos vizinhas determinam a variação horizontal e vertical, este declive é calculado recorrendo à seguinte expressão:

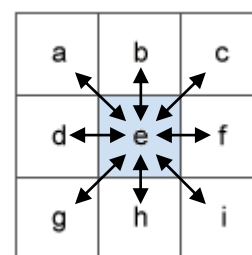


Figura 4.10 - Relação entre as células no cálculo de declives.

$$Declive(^{\circ}) = \tan^{-1} \left[ \sqrt{\left(\frac{\delta z}{\delta x}\right)^2 + \left(\frac{\delta z}{\delta y}\right)^2} \right] \times \frac{180}{\pi}$$

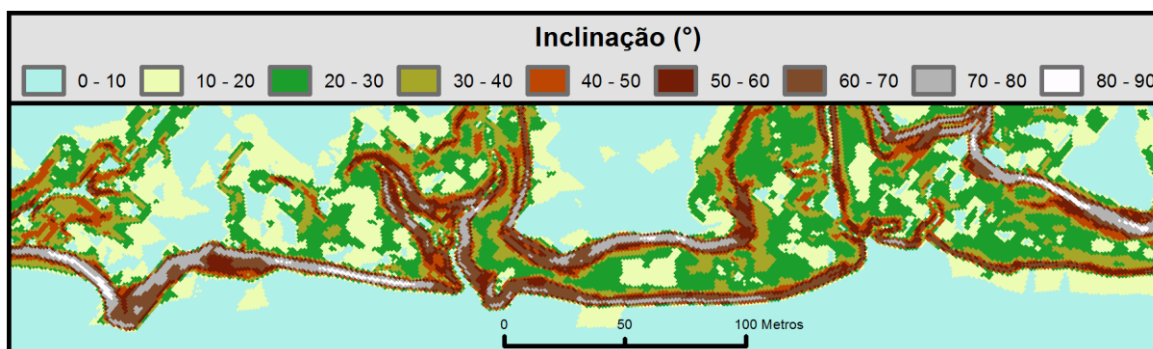


Figura 4.11 - Aspeto do mapa de declives, com pixel de 1m no terreno.

A variação do declive contribui não só na velocidade de escoamento das águas superficiais (erosão potencial por remobilização de partículas) como também, representa o ângulo de inclinação da superfície da vertente, que é um dos critérios de estabilidade tanto em solos como em rochas.

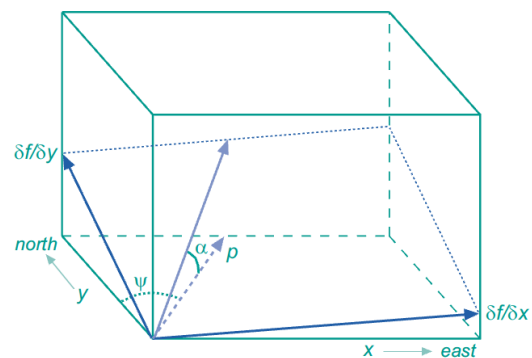
Através do mapa da Figura 4.11 é possível identificar as áreas que possuem maior declive, fachada da arriba, e por outro lado as zonas menos declivosas que correspondem tanto à face de praia, como ao topo da arriba. Os valores intermédios, entre os 20° a 40°, correspondem a uma zona mais ou menos aplanada que se encontra a meia vertente, sendo aí os valores mais elevados correspondentes a cones de dejeção.

#### 4.2.2. Mapa de exposições (*Aspect*)

Partindo do valor obtido de máximo declive num dado pixel, retira-se a direção, sendo calculada em quadrantes e convertida num ângulo com o norte, representando a exposição da vertente. Não é possível retirar diretamente o valor da exposição de um simples *raster* altimétrico, contudo se se considerar uma dada célula com uma cota associada, utilizando o método das oito células envolventes, uma simples aproximação da inclinação permite definir dois gradientes,  $x$  e  $y$  (Figura 4.12). O gradiente  $x$  determina a razão do aumento do declive de oeste para este ( $\delta f / \delta x$ ), já o gradiente  $y$  ( $\delta f / \delta y$ ) opera analogamente segundo a direção S-N.

$$\Psi = \tan^{-1} \left( \frac{\delta f / \delta x}{\delta f / \delta y} \right)$$

**Figura 4.12 - Definição do declive e exposição do plano tangente ao terreno, sendo  $p$  a distância horizontal do máximo declive e  $\alpha$  o seu valor angular, o ângulo  $\Psi$  representa a exposição (adaptado de “Principles of Geographical Information Systems”).**



Os valores para cada célula no *output* indicam a direção que as facetas da superfície apresentam nesse ponto, medida no sentido horário em graus, o 0 correspondendo ao norte, rodando 360° até atingir novamente o norte, formando uma circunferência. Pixeis

que assumam o valor -1, representam áreas que não têm nenhum sentido descendente, exprimindo um plano sem inclinação, horizontal.

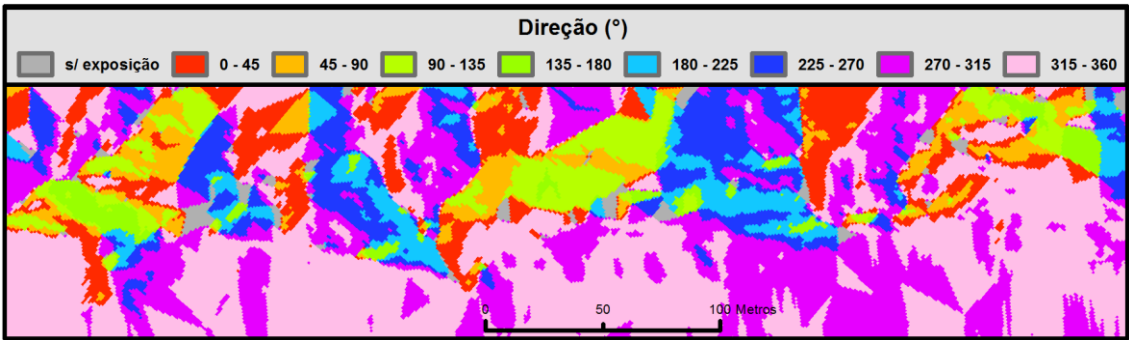


Figura 4.13 - Aspeto do mapa de exposições com, pixel de 1m no terreno.

A leitura deste tipo de mapa é por vezes complexa, dada sobretudo pelas vastas irregularidades que as arribas apresentam, porém, analisando a Figura 4.13 é possível delimitar áreas de igual exposição. Quando comparada com a Figura 4.9, verifica-se que as áreas onde estão localizadas as arribas, os valores dos seus pixels são praticamente idênticos à direção de inclinação do seu plano real, seguindo a ortogonalidade do alinhamento do litoral, com valores entre os 225º-45º (segundo sentido horário).

### 4.2.3. Mapa de direções de fluxo (*Flow direction*)

O pixel para a direção de fluxo é calculado seguindo o mesmo princípio que a que a exposição, isto é, o declive mais elevado é determinado pela diferença de cotas (z) entre a célula central e as vizinhas. Caso se obtenha o mesmo valor de declive máximo para várias células, a vizinhança é alargada até encontrar novamente o maior valor (Figura 4.14). Por outro lado, se existir uma célula dissipadora (*sink*) ao lado do limite físico do *raster*, ou exista pelo menos uma célula *NoData* adjacente, então essa célula não é preenchida por falta de informação da vizinhança.

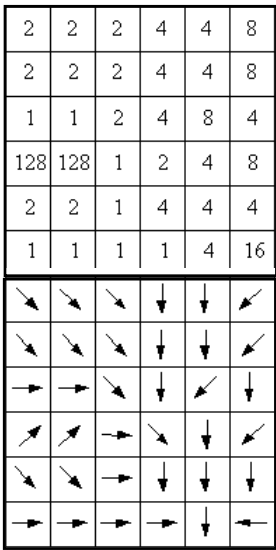
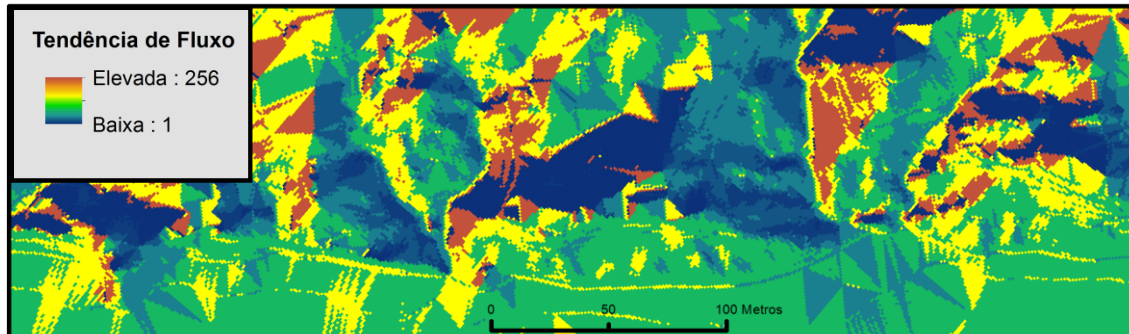


Figura 4.14 - Modelo matricial na definição do sentido de escorrência.

Existem 8 possíveis direções de saída válidas no qual o fluxo pode ocorrer, habitualmente designado como o modelo de



fluxos de oito direções (D8), apresentado por *Jenson e Domingue* (1988). Segundo este modelo, as direções de fluxo são representadas em códigos de potência de base 2 {1; 2; 8, 16; 32; 64; 128; 256}.



**Figura 4.15 - Aspeto do mapa de direção de fluxo (escoamento), com pixel de 1m no terreno.**

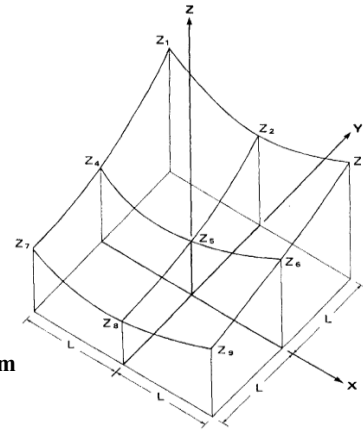
Para este tipo de mapa constata-se que os valores obtidos não são muito distintos dos resultados das exposições. Quando se compara as Figura 4.15 e Figura 4.13, as áreas com a mesma direção de fluxo vão acompanhando aproximadamente as áreas de igual exposição. O grande problema na leitura desta variável passa por, os valores finais do resalto do terreno serem dados de forma exponencial e suas relações definirem um sentido lógico de escoamento, criando uma tendência não linear de afluência de água, de aspeto mais regional que local.

#### **4.2.4. Mapa de curvaturas em perfil (*Profile curvature*)**

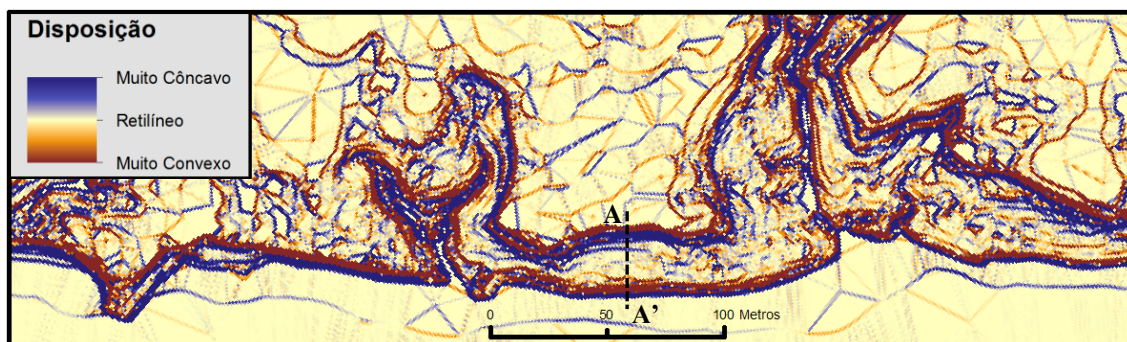
A análise tem como base um nó central de uma submatriz 3x3, retirada de uma grelha altimétrica para toda uma área. Esta malha quadrática representa a superfície do terreno sendo as suas unidades expressas em graus por cem unidades de comprimento (1/100.LU).

Os valores negativos indicam que o declive aumenta na direção de inclinação da vertente, levando à aceleração da escorrência da água, por consequência aumentando a capacidade de transporte de partículas e diminuindo a estabilidade da vertente. Para valores negativos, ocorre o contrário, o declive diminui na direção de inclinação,

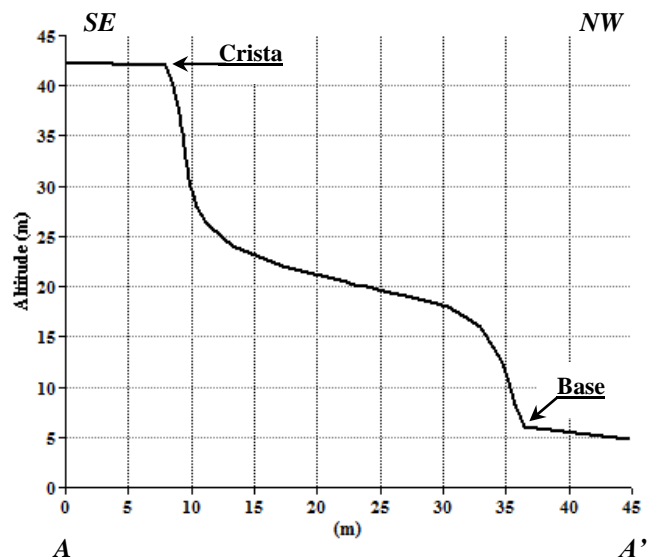
levando à concentração de partículas. Assim, a descrição dos resultados deste modelo podem se feitos em termos gerais, tendo em conta o processamento e *outputs* do ArcGis, como: para valores nulos ou muito próximos de zero a vertente apresenta um perfil retilíneo, para valores positivos tem um aspeto côncavo e para valores negativos a sua disposição é convexa.



**Figura 4.16** - Esquema tridimensional da matriz 3x3 no cálculo da curvatura em perfil, segundo as alturas envolventes,  $Z_1$ ; ...;  $Z_9$ , e um comprimento  $L$  (Thorne & Zevenbergen, 1987).



**Figura 4.17** - Aspeto do mapa de curvatura em perfil, com pixel de 1m no terreno.



**Figura 4.18** – Perfil topográfico de uma seção que apresenta “dupla arriba”, segundo o segmento A-A’.

Avaliando os resultados da curvatura em perfil (Figura 4.17), verifica-se numericamente que os valores mais elevados (concavidades mais fechadas), a azul-escuro, representam bastante bem a base da arriba junto à praia. Para valores muito baixos (superfícies convexas mais fechadas), a castanho-escuro, pode-se acompanhar o seguimento da crista da vertente. As regiões amareladas simbolizam células de valor zero ou muito

próximos dele, correspondendo a superfícies aplanadas, como é o caso da face de praia, da plataforma a meia encosta (Figura 4.18) e da área interior, no topo.

#### 4.2.5. Mapa de curvaturas em planta (*Plan curvature*)

Este nível de informação tal como a curvatura em perfil utiliza parâmetros de cálculo provenientes de modelos de bacia hidrográfica, hidráulica e transporte de sedimentos, relacionando a distância medida de uma normal à linha de máxima inclinação (*Thorne et al., 1987*). As unidades são as mesmas da curvatura em perfil (1/100.LU), indicando divergência ou convergência de linhas.

Para os outputs do ArcGis, as divergências ocorrem quando o resultado é positivo, para valores nulos ou muito próximos de zero a superfície é retilínea, os valores negativos representam superfícies com características convergentes, concentrando o fluxo de água e sedimentos. Em termos geomorfológicos é equiparável a se obter elevações ou interflúvios (+) e depressões ou vales (-) (Figura 4.19).

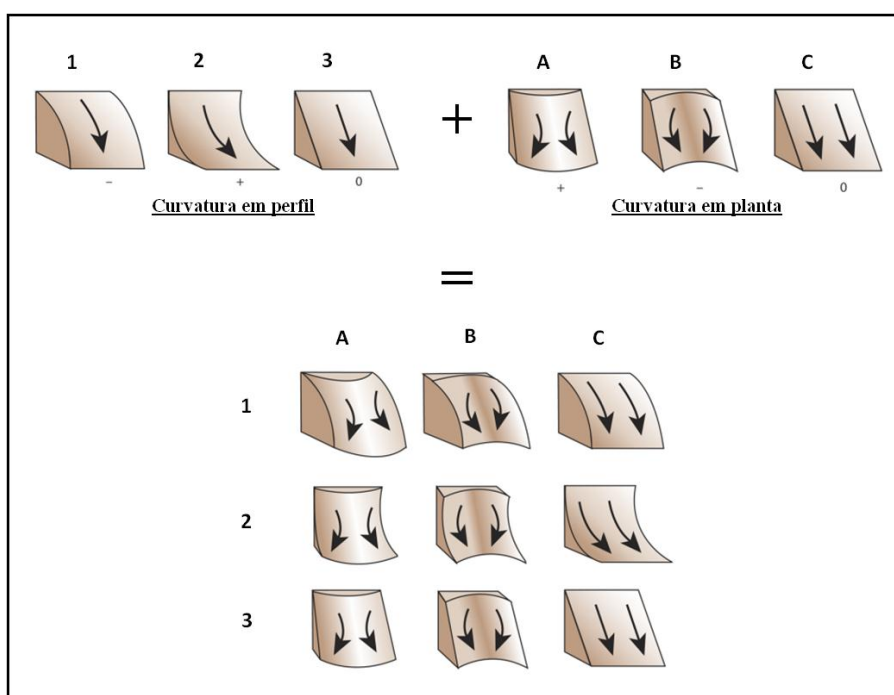


Figura 4.19 - Possíveis resultados obtidos por sobreposição dos dois níveis de informação, curvatura em perfil e curvatura em planta (adaptado de “*ESRI online - Understanding Curvature Rasters*”).



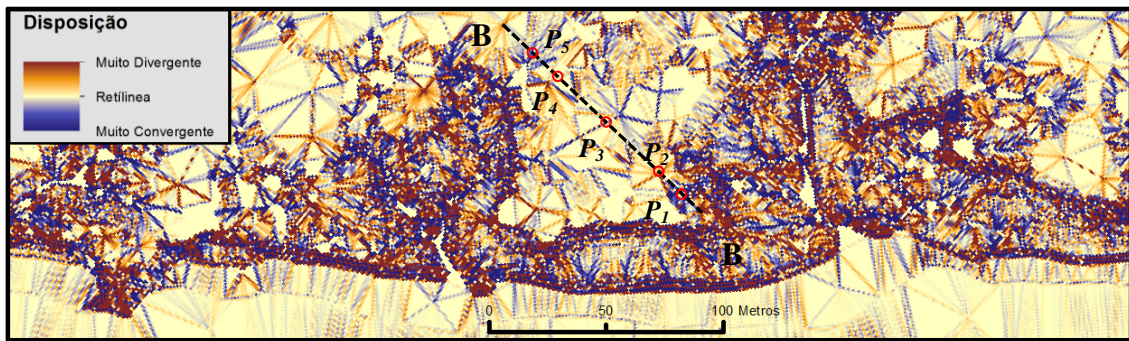


Figura 4.20 - Aspetto do mapa de curvatura em planta, com pixel de 1m no terreno.

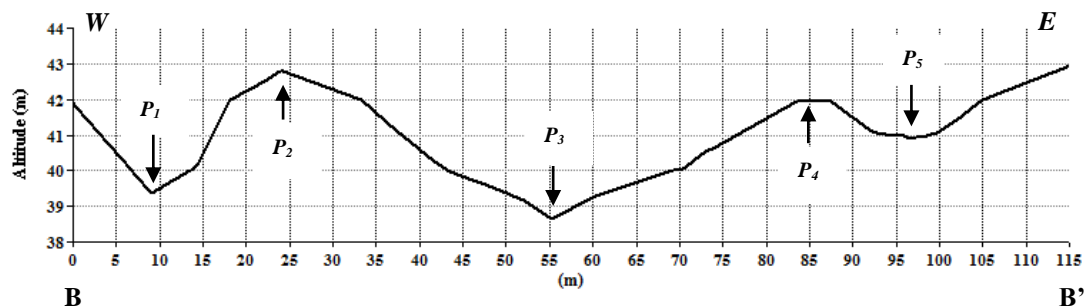


Figura 4.21 – Perfil B-B’ demonstrando situações de convergências (linhas de água) e divergências (cristas), demonstrados pelos pontos  $P_1$ ,  $P_2$ ,  $P_3$  e  $P_4$ .

Para este tipo de curvatura a sua leitura espacial na fachada da arriba tem quer ser feita mais do ponto de vista local, sendo as variações entre convergências e divergências muito variadas, dada a sua irregularidade (Figura 4.20). Assim, tomando em consideração as superfícies “mais limpas”, no topo, verifica-se que para os valores mais elevados (castanho-escuro) estão representadas as elevações (Figura 4.21), delineando divergências. Por outro para valores mais baixos (azul-escuro), esse alinhamento define traçados de linhas de água, por concentração de escoamento.

Apesar de tanto a direção de fluxo como as curvaturas fornecerem valores difíceis de visualizar em termos práticos, estes dois modelos numéricos de curvatura permitem atribuir um grau de quão curva pode ser uma superfície. Sabendo que para valores próximos do zero essas superfícies possuem baixa inflexão, e conforme vai aumentando ou diminuído o valor permite entender, de uma forma mais subjetiva, que esses planos vão progressivamente encurvando.

### 4.3. Modelação da agitação marítima

#### 4.3.1. Processamento de dados

Na definição dos valores de entrada para SWAN respetivos à ondulação, utilizou-se como referencia a análise de estatísticas globais para dados dos 56 anos (*Dodet et al., 2010*), para os parâmetros, altura significativa ( $H_s$ ), período de pico ( $T_p$ ) e rumo de pico ( $\theta_p$ ).

Face aos objetivos do trabalho, simulou-se uma onda média ao largo característica do litoral ocidental português, que represente atuação contínua ao longo das seis décadas (onda média da Tabela 4.2). Por outro lado a ocorrência de movimentos de vertente em arribas está muitas vezes associada a casos extremos, sobretudo em situação de temporal. Tomando em consideração este facto definiram-se quatro ondas distintas divididas em quatro classes azimutais de  $30^\circ$ , calculadas com base em valores médios de máximos anuais, por forma a entender em primeira análise como os diferentes rumos ao largo se fazem sentir posteriormente junto à costa, essencialmente do ponto de vista energético.

Tabela 4.2 - Parâmetros de entrada para cada tipo de onda, ao largo.

	Onda média	Média dos máximos anuais por classe de rumo			
		220° -250°	250° -280°	280° -310°	310° -340°
$H_s$ (m)	2,03	7,62	8,13	8,05	7,42
$T_p$ (s)	10,48	11,43	14,51	15,51	15,87
$\theta_p$ (°)	307,15	220,2	274,63	296,34	324,73

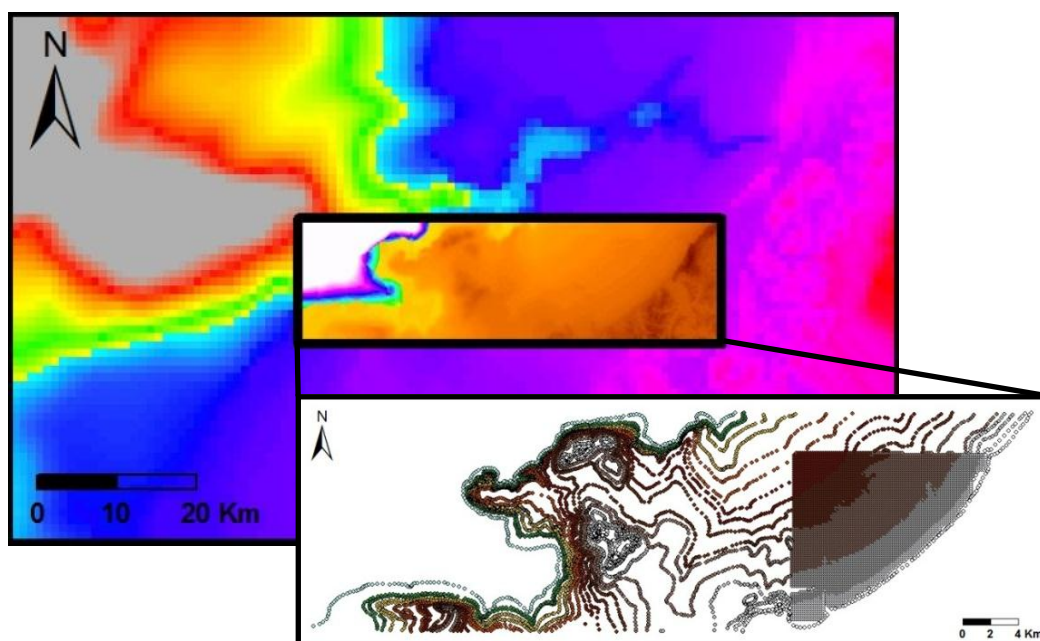
Na transposição e caracterização do comportamento de uma onda desde águas muito profundas até à rebentação, os resultados finais serão tão fidedignos quanto a qualidade da malha batimétrica de *input*, tornando-se a definição do relevo de fundo fundamental para o modelo. Assim, foram adquiridas quatro tipos malhas, três batimétricas provenientes de levantamentos hidrográficos realizados pelo Instituto Hidrográfico, I.P., e uma topográfica para caracterização geral do interior litoral, efetuada pelo Ministério da Economia, Comércio e Industria do Japão (METI) conjuntamente com a Administração Aeronáutica e Espacial dos Estados Unidos (NASA):

- modelo batimétrico do continente, com resolução de 2 milhas náuticas (3704m);
- modelo batimétrico de *Vanney & Mougenot* (1981), isobatimétricas de 10m;
- modelo batimétrico da Foz do Arelho, com resolução de 150m;
- mapa global altimétrico *ASTER* (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* - 2011), com resolução de 30m;

Tomando em consideração que os dados são provenientes de levantamentos executados com distintos equipamentos (erros variados), datas e com resoluções diferentes, é necessário em primeira fase proceder à sua filtragem. Ao conjugar as diferentes malhas em ambiente *ArcGIS* optou-se por se definir um intervalo de transição entre cada uma destas malhas, correspondendo a uma banda com distância (largura) equivalente à resolução mínima de cada par de malhas. Procedeu-se à criação de dois modelos batimétricos, um regional com uma resolução de 1km, entre Água de Medeiros (Alcobaça) e Santa Cruz (Torres Vedras) e um outro, local, entre Salir do Porto (Alcobaça) e Peniche (Tabela 4.3). O modelo local estendeu-se para o largo com o intuito de incluir os relevos do arquipélago das Berlengas, possuindo uma resolução dez vezes maior ao modelo regional (Figura 4.22).

**Tabela 4.3 - Limites das duas malhas em ETRS89-PT-TM06.**

	Norte	Sul	Este	Oeste
<b>Regional</b>	8.200	-58.800	-65.400	-178.100
<b>Local</b>	-17.800	-33.600	-87.900	-141.400



**Figura 4.22 - Malha encaixada sobre a regional após interpolação dos dados.**

Correu-se o modelo sobre as grelhas de pontos regional e local, face às características individuais de cada onda ao largo, em modo estacionário, isto é, simulando as condições do mar junto à costa sem que exista condições de fronteira variáveis no tempo, tanto a nível paramétrico como espectral, não sendo o campo de ventos considerado. Segundo *Rogers et al.* (2007), este modo é aceitável para domínios geográficos com dimensões relativamente pequenas. Assim, para toda a malha local foram extraídos do SWAN as componentes de onda relativas a:

- **altura significativa** estimada no domínio do tempo ( $H_s$ ), em metros;
- **período médio de cruzamento de zero ascendente** ( $T_{m02}$ ), em segundos;
- **rumo médio** ( $DIR$ ), em graus, segundo a convenção náutica, isto é,  $0^\circ$  para ondas provenientes de norte e  $270^\circ$  para as de oeste;
- **comprimento médio** ( $WLEN$ ), em metros.

Para a transformação da altura  $H_s$  em altura  $H_{rms}$  recorreu-se à expressão (USACE, 2008):

$$H_s = 1,416 H_{rms}$$

#### 4.3.2. Resultados

A distribuição energética sobre a forma de potência foi extraída ao longo da batimétrica dos 10m (N.M.M.), por falta de dados batimétricos junto à faixa de rebentação (profundidade mínima do modelo da Foz do Arelho é de aproximadamente 5,5m). Os resultados foram divididos em cinco setores correspondentes a cada uma das praias (Baleal, Almagreira, Pico da Mota, D'El Rei, Rei do Cortiço e Bom Sucesso), o espaçamento entre registos é dado pela resolução da malha local, isto é, de 100m (Figura 4.23).

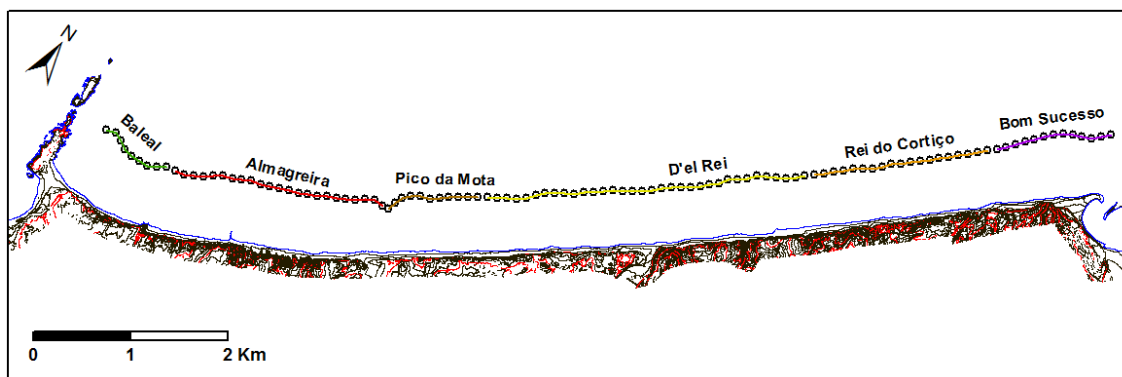


Figura 4.23 - Pontos de aquisição dos resultados, divididos por setores de praia.

Tabela 4.4 - Intervalos de valores obtidos para cada setor de praia à batimétrica dos 10m referente ao nível médio do mar, partindo de uma onda com características médias neste litoral.

	Baleal	Almagreira	Pico da Mota	D'el Rei	Rei do Cortiço	Bom Sucesso
<b>L (m)</b>	69,5 - 75,0	66,8 - 73,4	65,2 - 72,6	66,3 - 74,0	67,6 - 73,8	67,6 - 75,8
<b>T (s)</b>	7,9 - 8,2	7,8 - 8,0	7,6 - 8,0	7,6 - 8,0	7,9 - 8,0	7,7 - 8,1
<b>H<sub>s</sub> (m)</b>	0,92 - 1,36	1,37 - 1,62	1,57 - 1,66	1,61 - 1,75	1,69 - 1,73	1,71 - 1,84
<b>H<sub>rms</sub> (m)</b>	0,65 - 0,96	0,97 - 1,14	1,11 - 1,17	1,14 - 1,23	1,19 - 1,22	1,21 - 1,30
<b>Rumo (°)</b>	334 - 353	321 - 335	321 - 323	315 - 335	314 - 317	313 - 318
<b>n</b>	0,79 - 0,82	0,78 - 0,83	0,77 - 0,84	0,77 - 0,84	0,78 - 0,84	0,77 - 0,84
<b>C (ms<sup>-1</sup>)</b>	10,4 - 10,8	10,1 - 10,7	9,9 - 10,7	10,1 - 10,8	10,2 - 10,8	10,2 - 10,9
<b>C<sub>g</sub> (ms<sup>-1</sup>)</b>	8,4 - 8,7	8,2 - 8,5	8,1 - 8,5	8,0 - 8,6	8,4 - 8,3	8,4 - 8,6
<b>P (kWm<sup>-1</sup>)</b>	4,5 - 9,7	9,9 - 13,9	12,8 - 14,5	13,1 - 16,3	14,9 - 16,1	18,4 - 15,3

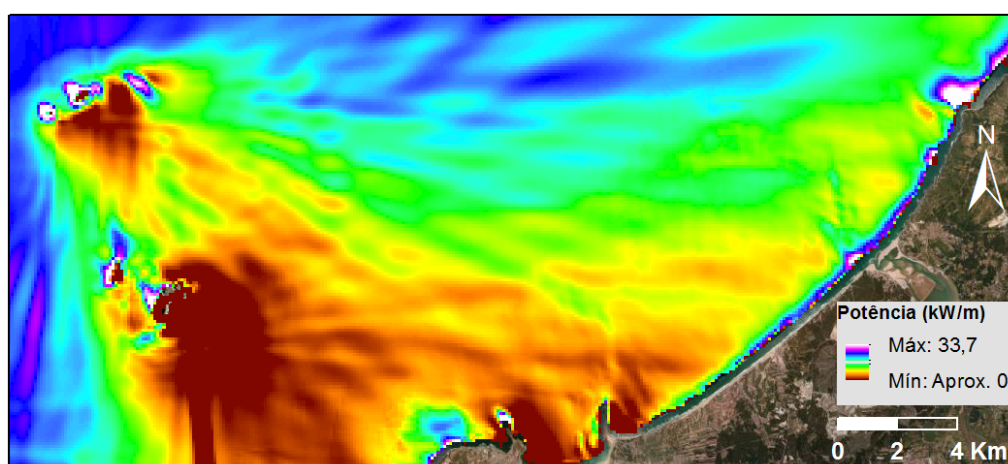


Figura 4.24 - 1º modelo de distribuição espacial da potência junto à costa, gerado a partir de uma onda média ao largo com características:  $H_s = 2,03\text{m}$ ;  $T_p = 10,47\text{s}$ ;  $\theta_p = 307,15^\circ$ .

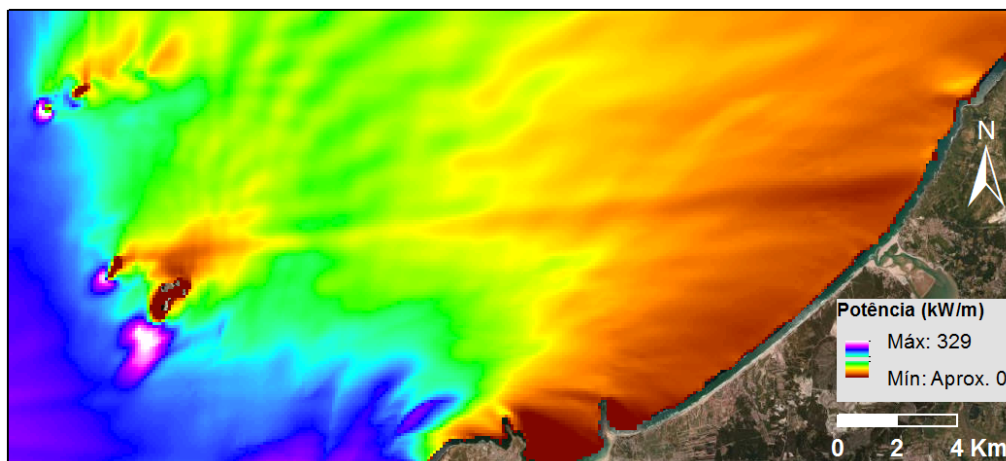


Figura 4.25 - 2º modelo de distribuição espacial da potência junto à costa, gerado a partir de uma onda dentro da média dos máximos anuais para a classe azimutal 220-250°, com características:  $\underline{H_s = 7,62\text{m}; T_p = 11,43\text{s}; \theta_p = 220,20^\circ}$ .

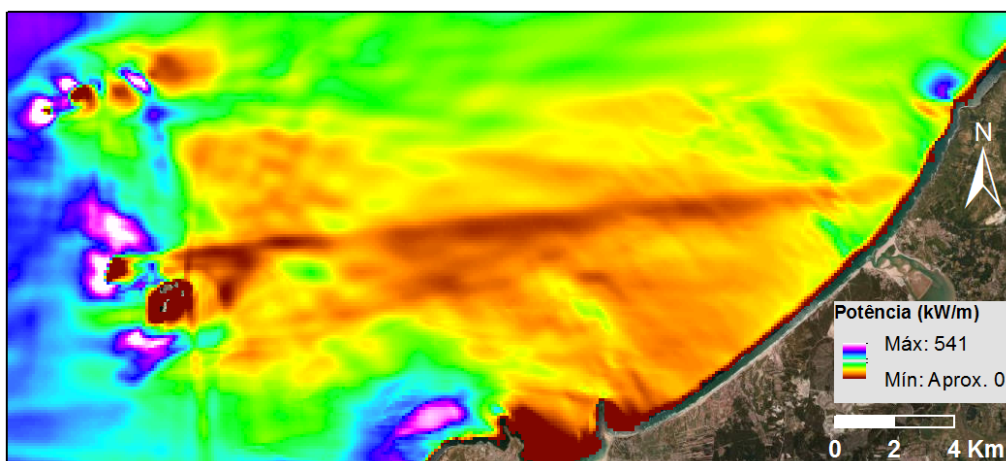


Figura 4.26 - 3º modelo de distribuição espacial da potência junto à costa, gerado a partir de uma onda dentro da média dos máximos anuais para a classe azimutal 250-280°, com características:  $\underline{H_s = 8,13\text{m}; T_p = 14,51\text{s}; \theta_p = 274,63^\circ}$ .

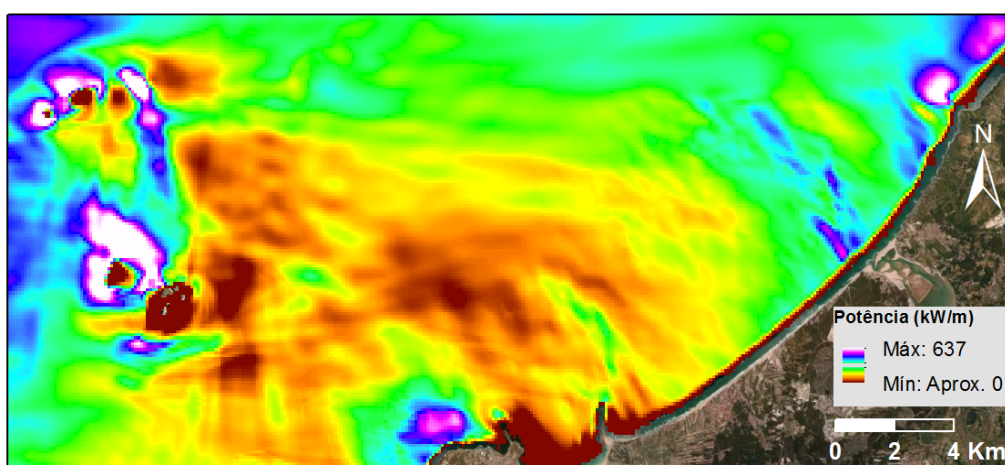


Figura 4.27 - 4º modelo de distribuição espacial da potência junto à costa, gerado a partir de uma onda dentro da média dos máximos anuais para a classe azimutal 280-310°, com características:  $\underline{H_s = 8,05\text{m}; T_p = 15,51\text{s}; \theta_p = 296,34^\circ}$ .



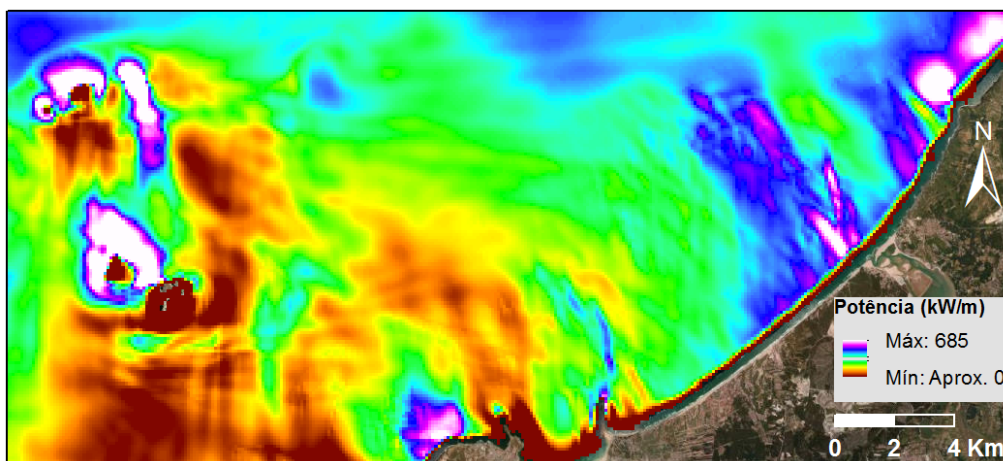


Figura 4.28 - 5º modelo de distribuição espacial da potência junto à costa, gerado a partir de uma onda dentro da média dos máximos anuais para a classe azimutal 310-340°, com características:  $H_s = 7,42\text{m}$ ;  $T_p = 15,87\text{s}$ ;  $\theta_p = 324,73^\circ$ .

Dentro do regime dos máximos anuais, como é normal, observa-se que os valores energéticos são bastante mais significativos, associado fundamentalmente ao período de onda. Os efeitos de proteção/abrigo e refração que o arquipélago das Berlengas, Peniche e a ínsula do Baleal originam durante a propagação, levam ao resguardo do litoral e à formação de uma zona de sombra junto à costa, sobretudo para ondulações proveniente do quadrante SW-W, sendo muito mais fustigado por rumos de NNW-N. Para qualquer um dos cenários, constata-se que a variação energética aumenta progressivamente para norte, com valores mais elevados no setor de Óbidos, que poderá justificar a maior magnitude de erosão de sopé que se verifica entre as fotografias de 1947 e de 2010, além da elevada concentração dos movimentos de massa.

Tabela 4.5 - Variação dos parâmetros de agitação ao longo da batimétrica dos 10m (N.M.M.), numa amostragem de 109 pontos espaçados entre si 100m, para os quatros modelos de máximos

	2º Modelo (220-250) °	3º Modelo (250-280) °	4º Modelo (280-310) °	5º Modelo (310-340) °
<b>L (m)</b>	81,6 - 112,2	95,9 - 119,2	101,1 - 126,8	101,9 - 130,2
<b>T (s)</b>	9,2 - 11,2	10,5 - 11,9	10,8 - 11,9	10,8 - 12,2
<b>H<sub>s</sub> (m)</b>	0,86 - 2,80	2,51 - 5,94	3,37 - 6,88	4,09 - 7,05
<b>H<sub>rms</sub> (m)</b>	0,61 - 1,96	1,77 - 4,20	2,38 - 4,86	2,89 - 4,98
<b>Rumo (°)</b>	286 - 344	306 - 351	313 - 354	319 - 357
<b>C (ms<sup>-1</sup>)</b>	11,0 - 13,1	11,8 - 13,2	12,0 - 13,6	12,1 - 13,7
<b>C<sub>g</sub> (ms<sup>-1</sup>)</b>	9,6 - 11,6	10,7 - 12,0	11,0 - 12,2	11,0 - 12,4
<b>P (kWm<sup>-1</sup>)</b>	5 - 50	47 - 258	84 - 362	122 - 387



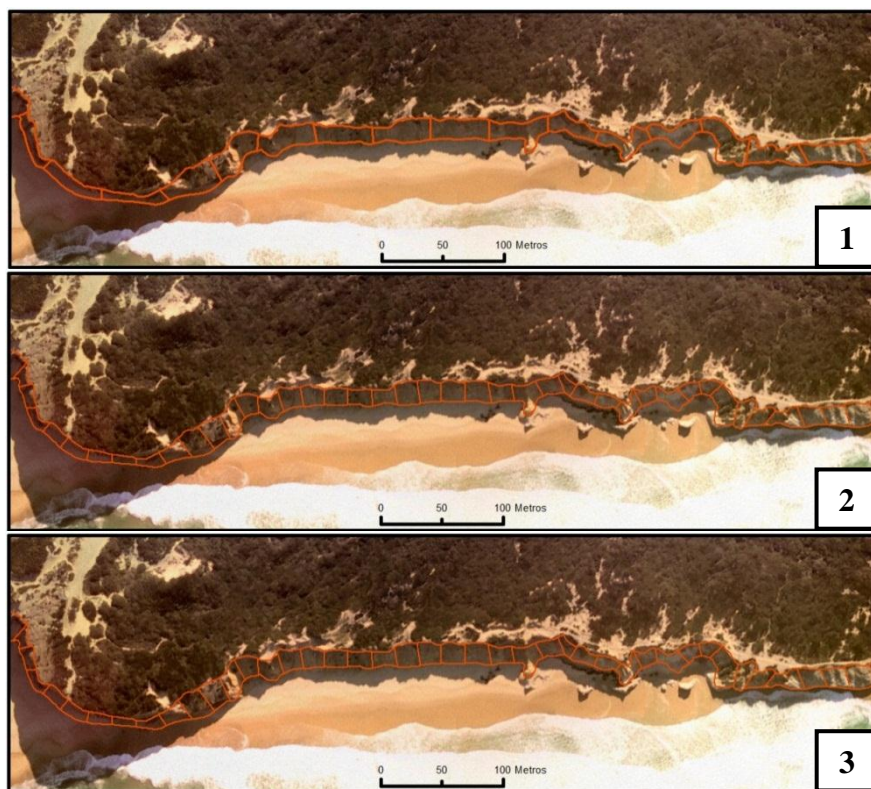


## 5. Avaliação da suscetibilidade

### 5.1. Compilação de dados

Partindo da topografia 1:2.000, projeção tridimensional do MDT, fotografias oblíquas e campo, restituiu-se o limite superior e inferior da arriba, num total de 31.700m de crista para 34.200m de base. Estes limites, definem um intervalo espacial correspondente à vertente da arriba, local onde ocorrerá a análise estatística e se tentará relacionar as diferentes variáveis face à existência ou não de movimentos.

A metodologia de estudo adotada para estas vertentes, passou por definir as unidades de terreno (células) como áreas compreendidas entre a crista e base, e lateralmente por um limite ortogonal à tendência geral das curvas de nível, partindo de pontos equidistantes na crista. Assim, criaram-se três tipos de zonamento por forma a obter mapas de suscetibilidade, a diferentes escalas, tomando em consideração espaçamento de 50m, 20m e 10m (Figura 5.1). A partir dos resultados obtidos poder-se-á verificar se existem tendências locais para as instabilizações (10m e 20m), ou se essa tendência é regional (50m). Um outro objetivo é ainda o de estudar o comportamento cada fator para cada tipo de unidade de terreno.



**Figura 5.1 - Distribuição das unidades de terreno de 50m (1), 20m (2) e 10m (3) na arriba da praia do Bom Sucesso.**

Procedeu-se à compilação dos dados, extraindo por análise estatística e espacial para cada uma unidade de terreno (célula), os fatores:

- ✓ do MDT: alturas, declives, curvaturas, direções de fluxo e exposições na vertente. A média das alturas na crista, declive médio e exposição média da arriba foram definidos posteriormente segundo pontos cotados na linha de crista e da base, sem considerar todas as variações que existem na vertente;

**Tabela 5.1 - Parâmetros estatísticos escolhidos na extração do valor a atribuir à unidades de terreno, para os níveis matriciais.**

Fator	Parâmetro estatístico		
	Mínimo	Média	Máximo
Altura			✓
Altura na crista		✓	
Curvatura em perfil	✓ (Convexidade)		✓ (Concavidade)
Curvatura em planta	✓ (Convergência)		✓ (Divergência)
Declive		✓	✓
Declive médio			✓
Direção de fluxo		✓	✓
Exposição		✓	
Exposição média		✓	

- ✓ litologia: organizada em complexos, dada a dificuldade em caracterizar este fator cartograficamente em arribas, com enormes variações verticais;
- ✓ material que constitui a maior parte da vertente, do ponto de vista da geologia de engenharia - rocha ou solo (desagregável quando colocado em água e com resistências inferiores a 1MPa);
- ✓ proteções de sopé: caracterização da praia junto à base da arriba, podendo influenciar do ponto de vista energético o embate das ondas;
- ✓ falhas: a existência de acidentes geológicos está muitas vezes associada à rápida evolução de uma vertente, por vezes resultado da grande afluência de água nesses locais ou por o material apresentar menores resistência (esmagamento na caixa de falha), sendo facilmente erodido;
- ✓ potência de onda na batimétrica dos 10m: tendo sido selecionada a 5ª situação modelada no capítulo anterior, com características ao largo de  $H_s = 7,42\text{m}$ ;  $T_p = 15,87\text{s}$ ;  $\theta_p = 324,73^\circ$ . Foi selecionado este modelo não por apresentar valores

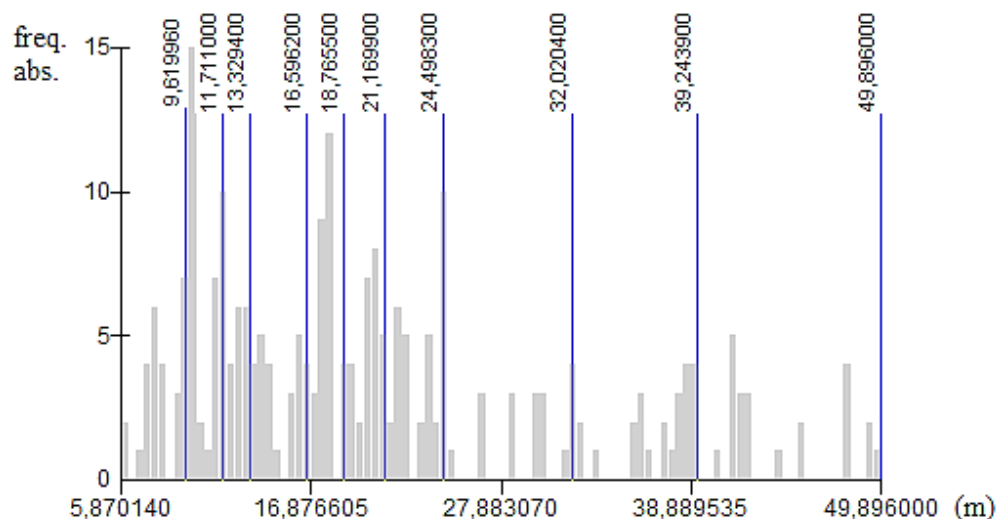
mais elevados, mas fundamentalmente por existir maior efeito de sítio na metade norte do arco, sobretudo na embocadura da Lagoa de Óbidos, como se verifica na Figura 4.28;

- ✓ estrutura: relação entre o pendor da estratificação e a exposição da vertente.

Após atribuído/a o/a valor/característica de cada fator para cada unidades de terrenos, estes tiveram de ser divididas isoladamente em classes (variáveis) por forma a cruzá-las autonomamente com o inventário. Na definição dessas classes para fatores quantitativos (com valores numéricos) optou-se por os separar em quantis, permitindo que os conjuntos de dados apresentassem as mesmas dimensões, evitando situações em que intervalos estariam demasiado bem representados (muitas unidades de terreno), outros muito mal representados (poucas unidades de terreno), ou mesmo intervalos vazios sem quaisquer dados. Assim, dividiu-se cada um desses fatores em dez classes, determinando a posição dos 10%, 20%; ..., 90% (Figura 5.2), designados como decis ( $D_k$ ), recorrendo à expressão:

$$D_k = \frac{kn}{10}$$

sendo que  $k = \{1; 2; \dots; 9\}$ , numa amostra de  $n$  elementos.



**Figura 5.2 - Gráfico de distribuição da altura máxima para unidades de terreno de 50m, definindo os limites entre classes.**

Após o cálculo do valor informativo ( $I_i$ ) para cada uma dessas classes, foi possível ponderar o peso de cada um dos fatores para os modelos de previsão, através da média dos valores informativos absolutos (tabelas em anexos). Nas situações que existe dois ou mais tipos de parâmetros para o mesmo fator (e.g. fluxo médio e fluxo máximo), utilizando essa média do valor informativo absoluto, selecionou-se o mais relevante e de seguida somou-se aos restantes na definição do valor informativo para os *outputs* do MDT (Tabela 5.2).

**Tabela 5.2 - Média dos valores informativos absolutos. A sublinhado as variáveis selecionadas para os modelos finais.**

					Média do I <sub>i</sub> absoluto		
Níveis de informação			Fator de predisposição		UT's 50m	UT's 20m	UT's 10m
Numéricos	MDT	Altura	Altura máxima		0,09935	0,11711	0,09893
			Média das alturas na crista		<u>0,12090</u>	<u>0,13898</u>	<u>0,16125</u>
		Declive	Declive máximo		<u>0,13744</u>	0,21217	0,19066
			Média dos declives		0,10510	<u>0,22209</u>	<u>0,27159</u>
			Declive médio		0,11766	0,20425	0,23177
		Curvaturas	Perfil	Convexidade	<u>0,09260</u>	<u>0,14658</u>	<u>0,11613</u>
				Concavidade	<u>0,12906</u>	<u>0,20198</u>	<u>0,17673</u>
			Planta	Convergência	<u>0,09808</u>	<u>0,15030</u>	<u>0,09999</u>
				Divergência	<u>0,10016</u>	<u>0,16278</u>	<u>0,08315</u>
		Direção de fluxo	Máximo das direções		0,02693	<u>0,39576</u>	<u>0,23573</u>
			Média das direções		<u>0,10260</u>	0,19073	0,14927
		Exposição	Média das exposições		0,09463	0,24194	<u>0,22768</u>
	Exposição média		<u>0,15317</u>	<u>0,25301</u>	0,19860		
Agitação marítima		Potência à batimétrica dos 10m		<u>0,12334</u>	<u>0,20354</u>	<u>0,27570</u>	
Qualitativos			Litologia		<u>0,24293</u>	<u>0,33911</u>	<u>0,42897</u>
			Estrutura		<u>0,18015</u>	<u>0,39406</u>	<u>0,43117</u>
			Material		<u>0,03201</u>	<u>0,15777</u>	<u>0,17910</u>
			Proteções Sopé		<u>0,15495</u>	<u>0,19357</u>	<u>0,28738</u>
			Falhas		<u>0,08647</u>	<u>0,18238</u>	<u>0,10942</u>

A frequência com que ocorre ou não movimentos nessas unidades espaciais, ao ser ordenada hierarquicamente em função do valor informativo (do maior, mais suscetível, para o menor, menos suscetível), permite validar cada um dos diferentes modelos faça a um modelo ideal. Essa hierarquia respeita a análise sensitiva, podendo ser avaliada individualmente, ou conjugando de forma sistemática introduzindo uma nova variável (Piedade et al., 2010):

$$M_1 = f(V_1) \quad M_2 = f(V_1 + V_2) \quad M_n = f(V_1 + V_2 + \dots + V_n)$$

5.2. Resultados

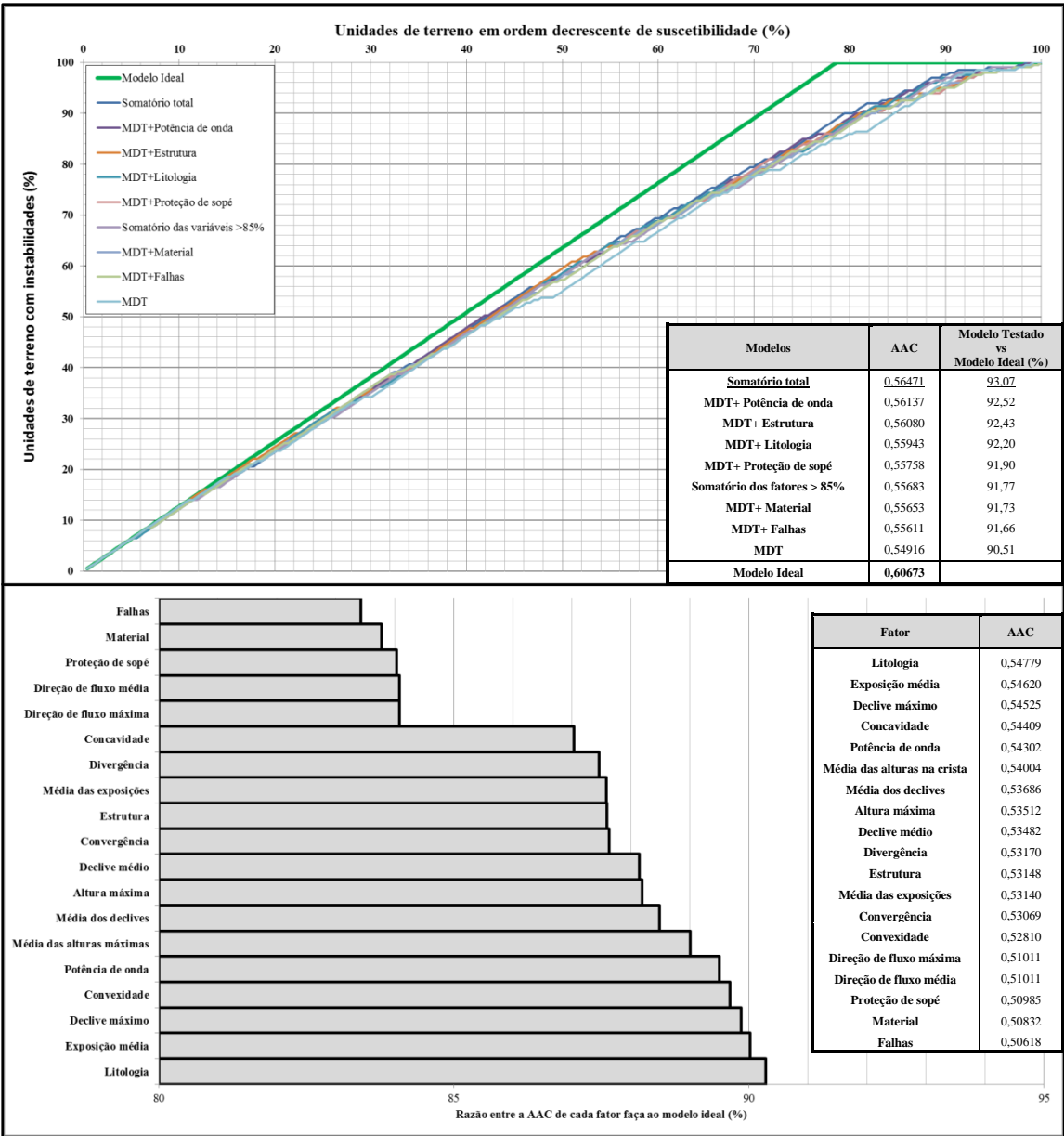


Figura 5.3 - Taxas de sucesso para os modelos de suscetibilidade provenientes de unidades de terreno com 50m.

Verifica-se que em unidades de terreno de 50m (Figura 5.3), o traçado geral de todas as curvas possui um bom ajustamento ao modelo ideal até aos 11%, ou seja, todos os modelos justificam bem a ocorrência de movimentos para as 30 vertentes mais suscetíveis, de um total de 253 divisões. Conforme a curva vai evoluindo essa tendência vai decrescendo, já que nos 50% classificados como mais instáveis são explicados cerca de 60% dos movimentos do inventário, para o melhor modelo nesse ponto, influência direta na redução no declive da tangente à curva. Já a totalidade do inventário só é justificada quando atinge os 98% da área total do modelo. Para a área abaixo da curva, conforme se foi combinando os diferentes fatores por forma a ajustar ao modelo ideal

( $\approx 0,607$ ), essas tentativas resultaram em valores a oscilar entre 0,549 e os 0,565, tendo sido o melhor modelo o *Somatório total*, correspondente ao somatório dos fatores do MDT com a potência de onda e os níveis qualitativos, conseguindo preencher 93% da área do modelo ideal.

Ao se analisar isoladamente cada um dos fatores para uma abordagem pormenorizada, partindo do mesmo modelo estatístico, conclui-se que para estas arribas só unicamente a litologia consegue justificar quase toda a ocorrência de movimentos, seguindo-se a exposição e o declive, por outro lado fatores como as falhas, tipo de material, proteções de sopé e a tendência de fluxo apresentam pouca importância.

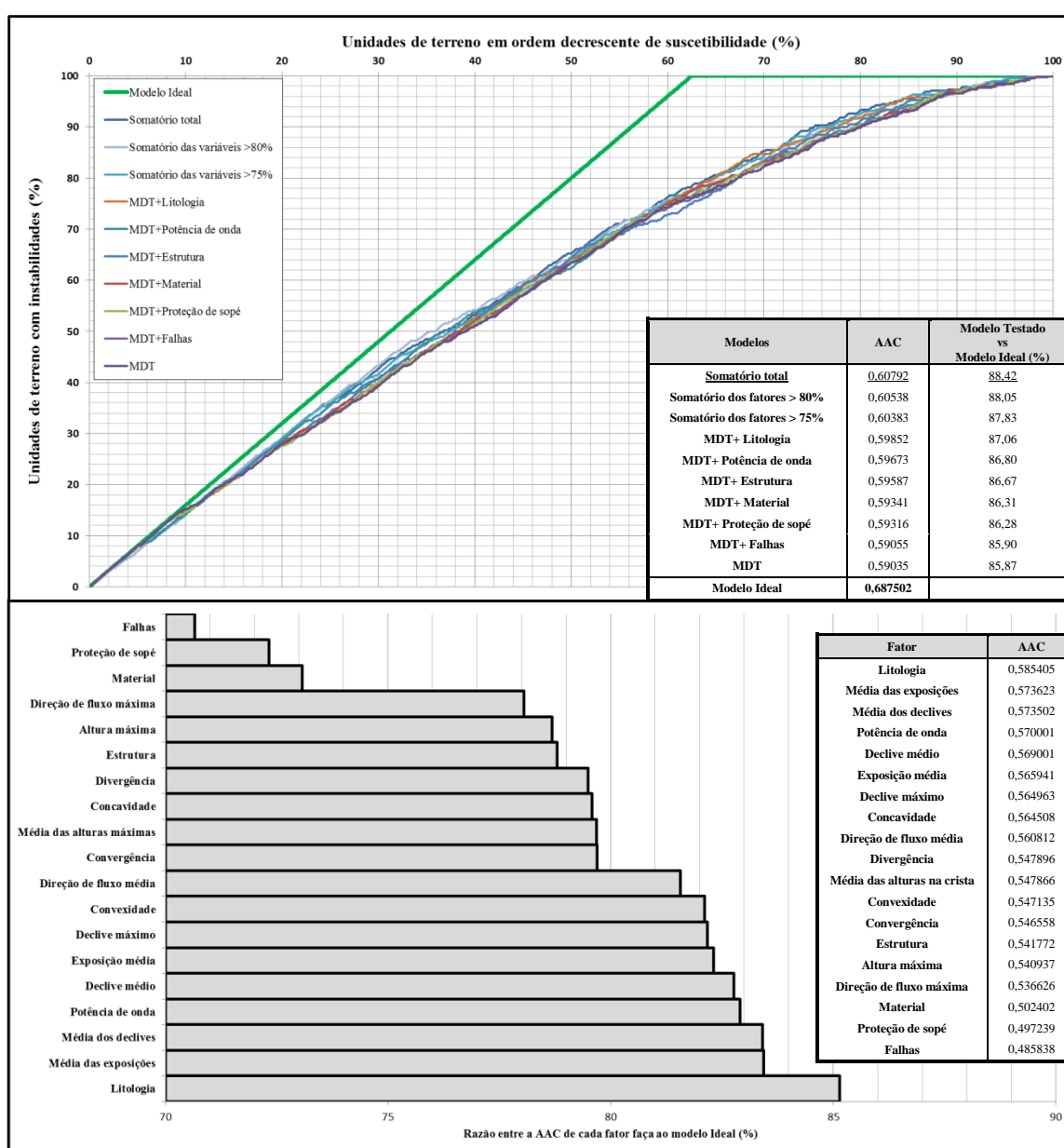


Figura 5.4 - Taxas de sucesso para os modelos de susceptibilidade provenientes de unidades de terreno com 20m.

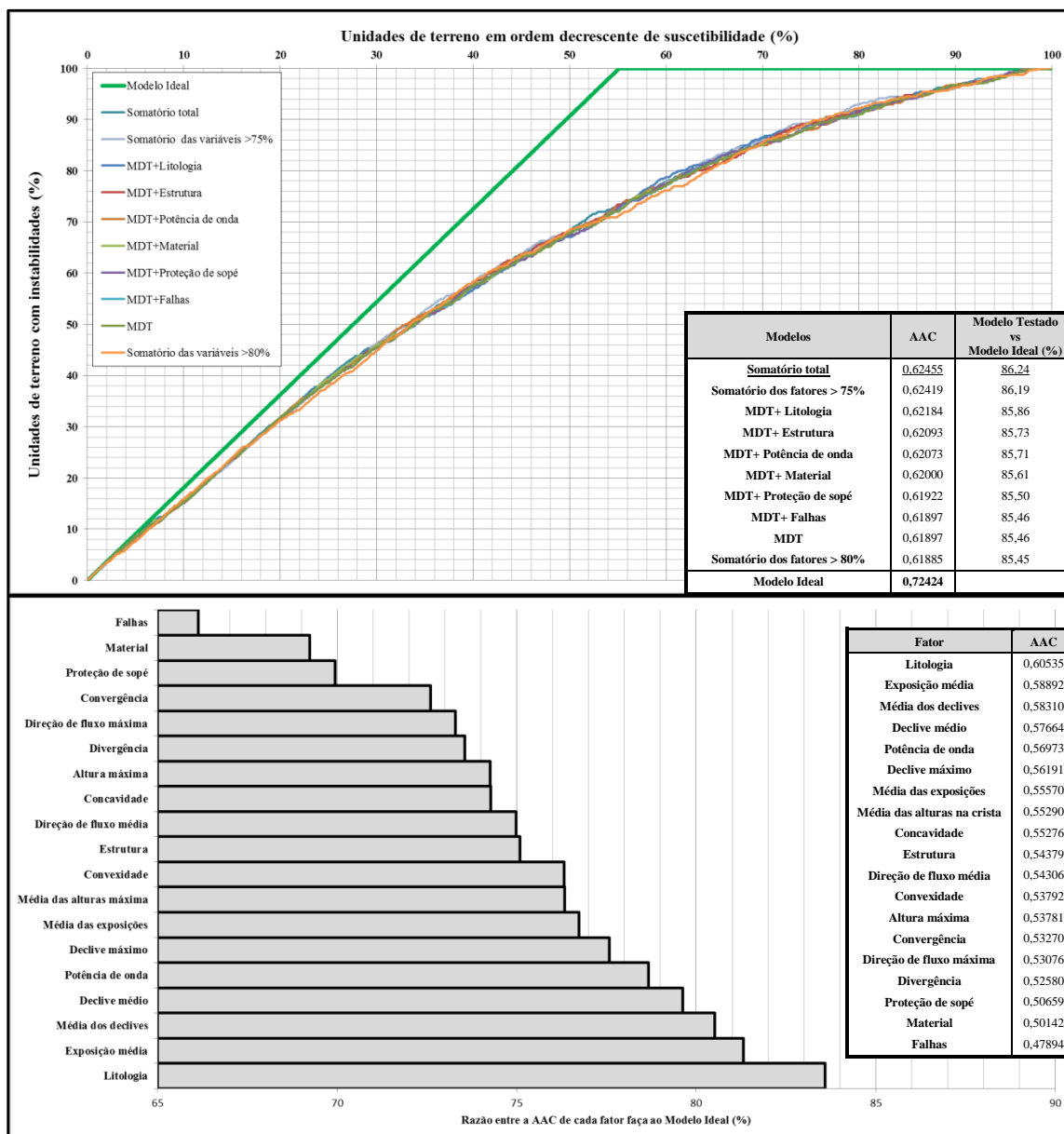


Figura 5.5 - Taxas de sucesso para os modelos de suscetibilidade provenientes de unidades de terreno com 10m.

Quando se parte para unidades de terreno de 20 e 10m (Figura 5.4 Figura 5.5), constata-se que para o modelo ideal os movimentos de vertente conseguem ser justificados cada vez mais cedo, 78% (50m) → 62% (20m) → 55% (10m), consequentemente as suas AAC vão aumentando. Por um lado se os modelos ideais vão melhorando, por outro torna-se cada vez mais difícil ajustar os modelos preditivos a essa curva de referência. Para 20m, em geral todos os modelos, conseguem explicar bem 5% dos movimentos mais suscetíveis, baixando para 3% nas unidades de 10m. A metade da área total e para o melhor modelo em cada uma das situações, as células menores conseguem justificar maior quantidade de movimentos (69%) comparativamente às maiores (66% e 60%). Porém, convém salientar que esta tendência não é constante ao longo de toda a



distribuição, verificando-se quando se atingem maiores proporções de movimentos, sem deixar de referir que o melhor modelo também é variável, alternando pontualmente. Em qualquer um dos casos o somatório de todas as componentes (*Somatório total*) é o que apresenta melhores resultados, conseguindo obter os valores de AAC mais elevados, com maior área justificável.

Avaliando um a um os fatores e de seguida comparando-os, em todas as três simulações, os que possuem maior importância são: (1) litologia, (2) exposição, (3) declive e (4) agitação marítima sobre a forma de potência, realçando que a exposição está diretamente ligada à agitação marítima, isto é, a maior quantidade de movimentos detetados ocorreu nas fachadas expostas ao mar. Já as falhas, material e proteção de sopé são fatores que pouco justificam com a ocorrência de movimentos de vertente nestas arribas, com AAC relativamente baixas, apesar das médias dos seus valores informativos absolutos terem dado resultados bastante aceitáveis.

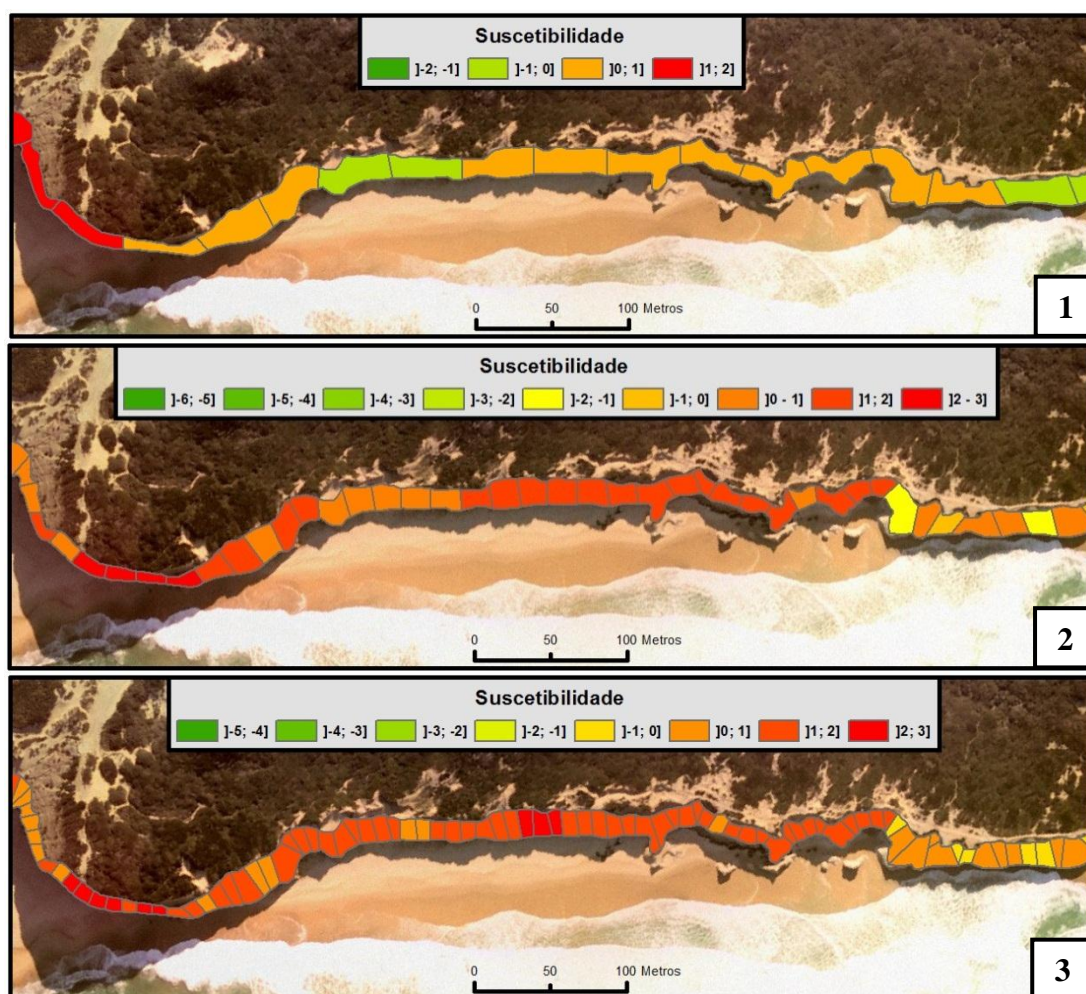


Figura 5.6 – Parte dos mapas de suscetibilidade, dado pelo melhor modelo para cada unidade de terreno (1 - 50m; 2 - 20m e 3 - 10m).



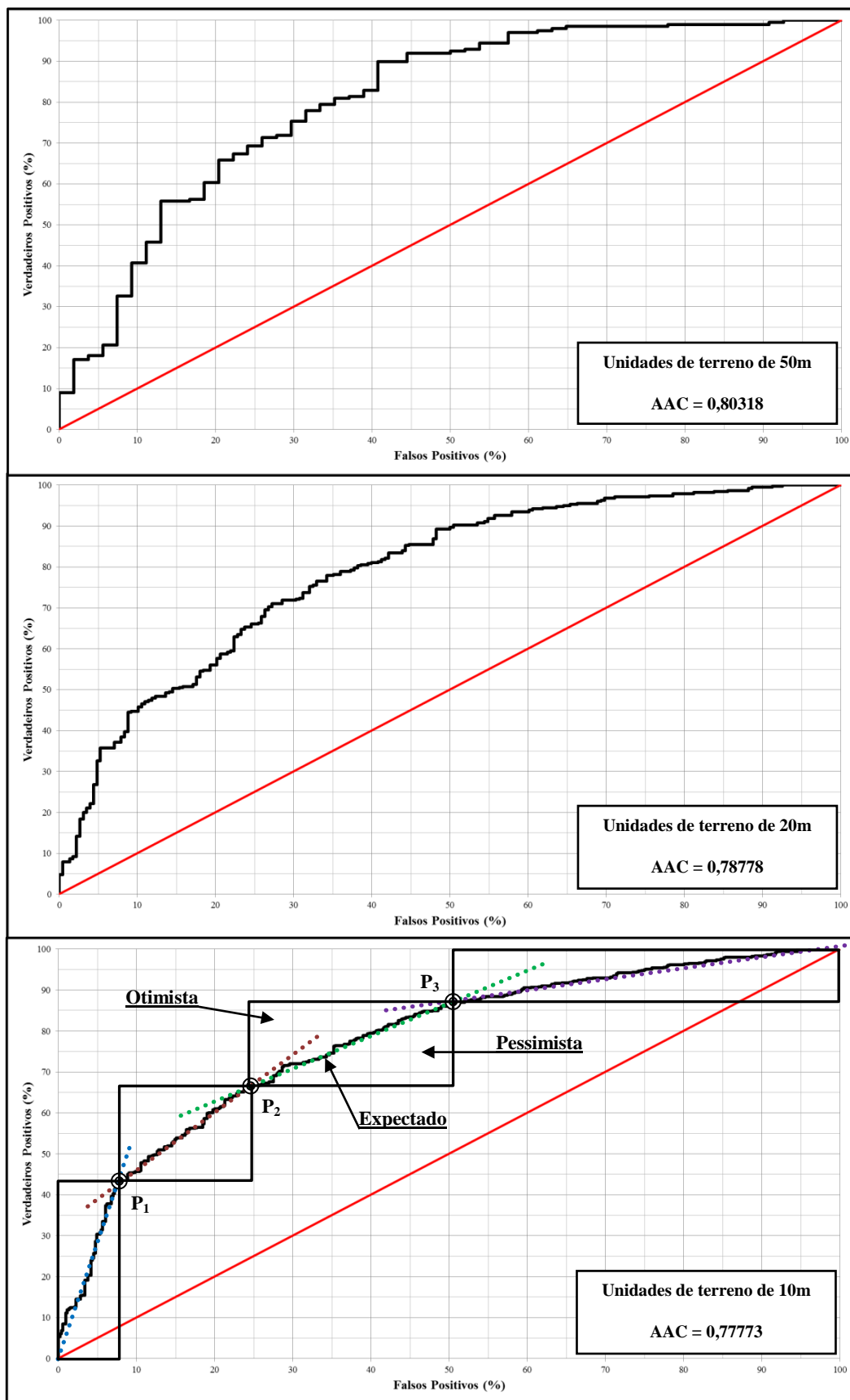


Figura 5.7 - Curvas ROC correlacionando a fração acumulada de áreas instabilizadas (verdadeiros positivos) contra a fração acumulada das áreas sem ter sido detetados movimentos (falsos positivos), para unidades de terreno de 50, 20 e 10m. A reta vermelha representa o modelo não discriminatório, para amostras que possuem distribuição normal.

Ao projetar a curva ROC dos três melhores modelos obtidos na análise da taxa de sucesso, cruzando os verdadeiros positivos (fração acumulada de células com movimento) contra os falsos positivos (fração acumulada de células sem movimentos), verifica-se que conforme se diminui o tamanho da unidade de terreno as curvas tornando-se mais suaves, isto devido à dimensão do número total da amostra aumentar, mantendo sempre a sua tendência.

Segundo *Provost e Fawcett* (1998, 2001), um conjunto de condições de operação podem ser facilmente transformadas em uma linha denominada *iso-performance* no espaço ROC, de onde dois pontos  $(FP_1, VP_1)$  e  $(FP_2, VP_2)$ , têm o mesmo desempenho se:

$$m = \frac{VP_2 - VP_1}{FP_2 - FP_1}$$

Considerando o gráfico respetivo das unidades de 10m (Figura 5.7), verifica-se que existem três pontos ( $P_1, P_2, P_3$ ) onde ocorre modificações geométricas na curvatura da ROC, originando quatro retas com diferentes declives à tendência à distribuição. Desta forma proporciona a existência de quatro modelos, definidos pelas áreas dos retângulos, os pontos coincidentes à reta são definidos como os *scores* expectados, para a metade superior os otimistas e na metade inferior os pessimistas (*Fawcett, 2006*).

Assim, como já foi referido anteriormente a AAC de uma curva ROC oferece a probabilidade de uma dada célula escolhida ao acaso possuir movimento, comparando os gráficos pode-se afirmar que essa probabilidade vai diminuindo conforme se reduz a dimensão da célula, contudo para este caso de estudo variação é pouca significância ( $\approx 0,01 = 1\%$ ).

## 6. Conclusões

O arco litoral Baleal-Bom Sucesso é caracterizado maioritariamente por um sistema do tipo praia-arriba, que se estende ao longo de 10km, interrompido esporadicamente por desembocaduras fluviais, fazendo parte deste troço as praias do Baleal, Almagreira, Pico da Mota, D'El Rei, Rei do Cortiço e Bom Sucesso.

A área de estudo consiste por um amplo sinclinal, com o eixo disposto ao longo do vale Benfeito, e seu núcleo aflora sobre a forma de Cretácico desde o Gronho até ao vale de Trás, surgindo posteriormente a sul as formações jurássicas, designadas por “Grés superiores” e as “Camadas de Abadia”. Predominam as rochas detríticas, arenitos e conglomerados, sucessivamente alternadas por camadas fortemente argilosas, originando uma enorme complexa variação de fácies verticais e laterais. Ocasionalmente surgem depósitos pleistocénicos, constituídos por areias fluviais, de praia e eólicas, pouco consolidadas, provenientes de anteriores níveis do mar, os mais antigos com cerca de 100 mil anos. O topo da arriba está em muitos dos casos coberto por dunas, distribuindo-se ao longo de dezenas/centenas de metros para o interior desde norte a sul.

A evolução destas vertentes foi o parâmetro chave para o desenrolar de todo o trabalho. Recorrendo à informação fotográfica vertical dos voos existentes para o espaço multi-temporal do último século, foi realizada a deteção, caracterização, análise e quantificação, utilizando metodologias simplificadas, dos recuos da arriba na crista entre os intervalos 1947-1958, 1958-1980, 1980-1996, 1996-2010. Essa evolução foi em muitos locais constante no espaço e no tempo, atingindo aproximadamente um total de 16.000m<sup>2</sup> de área horizontal perdida ao nível da crista das arribas, apontando para recuos máximos de quase 40cm/ano a sul da Lagoa de Óbidos. O volume total de sedimento cedido às praias foi estimado em cerca de 220.000m<sup>3</sup>, ou seja cerca de 3.500m<sup>3</sup>/ano. Para o troço Bom Sucesso-D'El Rei tem-se um fornecimento de 190.000m<sup>3</sup> (730m<sup>3</sup>/ano/km), D'El Rei-Pico da Mota de 10.000 m<sup>3</sup> (90m<sup>3</sup>/ano/km) e Pico da Mota-Baleal de 20.000 m<sup>3</sup> (100m<sup>3</sup>/ano/km).

As tipologias de movimentos de vertente nestas arribas expressam-se em cinco tipos, quedas, escorregamentos, tombamentos e fluxos. Esta variabilidade leva a que não seja

viável definir um modelo de base física como método de trabalho na avaliação de suscetibilidade.

A caracterização das principais unidades geológicas e geomorfológicas em litoral de arriba, além do regime de agitação marítima junto à costa, permitiu definir os fatores de predisposição de entrada no método estatístico do valor informativo. Foram selecionados a altura, declive, curvaturas, tendência de fluxo, exposição, litologia, falhas, material, estrutura, proteções de sopé e o fluxo de potência à batimétrica dos 10m (N.M.M.) de uma onda simulada ao largo, proveniente do quadrante 310°-340°. Cada um destes fatores apresenta uma ponderação, que é dada em função do valor informativo de cada uma das suas classes, criando um ou vários modelos preditivos por forma a ajustar a um modelo ideal. Esses modelos preditivos foram seguidamente validados pela sua taxa de sucesso.

Ao se simular cada modelo, para cada tipo de unidade de terreno, pretendeu-se justificar numericamente a importância da dimensão da célula na avaliação da suscetibilidade. Comparando os resultados para as unidades de 50, 20 e 10m, conclui-se que conforme se vai reduzindo essa distância, é cada vez mais difícil criar um modelo que se vá ajustando ao modelo ideal. Para 50m, o melhor modelo concebido consegue abranger 93% da AAC do modelo ideal, em 20m tem-se 88%, e em 10m apenas 86%, ou seja, as unidades de 50m são as que apresentam melhores resultados, sendo a ocorrência de movimentos de massa um fenómeno com tendências de aspeto mais regional.

Quando se cruza a fração de verdadeiros positivos contra a fração de falsos positivos verifica-se que os resultados entre os diferentes tipos de unidades variam muito pouco, entre 0,803 e 0,778.

Constatando o peso numérico obtido isoladamente para cada fator, pode afirmar-se que a litologia, o declive e a ondulação que diretamente se pode correlacionar com a exposição, são os fatores que mais influenciam a ocorrência de movimentos de massa de vertente neste setor.

Do ponto de vista geotécnico existe outro fator que teria provavelmente importância na justificação destas ocorrências, a fraturação, mas que não foi possível caracterizar no contexto de um estudo à escala regional. A obtenção deste tipo de dados é difícil, sobretudo devido à existência de poucos afloramentos rochosos para medições no topo

da arriba. Por outro lado quando existem, o espaço é limitado, sendo a amostragem de fraturas pouco demonstrativa da realidade, não apanhando certas famílias principais. Já na praia quando se tenta quantificar com alguma exatidão a continuidade de uma fratura na fachada, mesmo com fotografias e escala, dado aos problemas de projeção, em arribas altas os erros são elevados. Com base nos trabalhos de campo pode-se constatar muito qualitativamente, que a evolução deste troço é fortemente condicionada pela fraturação regional intrínseca ao próprio maciço. Muitos dos movimentos que aí se detetam, resultam essencialmente da descompressão dos blocos segundo esses planos de fraturas e em outras situações a rotura ocorre em lentículas argilosas.

Para futuros trabalhos poder-se-á incluir:

- validação do inventário de base com recurso a metodologias mais detalhadas, restituindo a crista da arriba através de fotogrametria aérea para os voos de 1980 e 2010;
- melhoramento de alguns fatores de predisposição, como tipologia dos materiais, dividindo os solos pelo grau de coerência e rochas quanto à sua resistência;
- aplicação de outros modelos estatísticos, como regressão logística permitindo correlacionar variáveis entre si, ou modelos mais complexos que tomem em consideração a magnitude dos movimentos;
- uma vez criado o mapa de suscetibilidade, partir à definição das faixas de risco adjacentes à crista;
- utilização de pares fotográficos oblíquos, com estereoscopia, por forma inventariar movimentos ocorridos na fachada, tentando aplicar os modelos estatísticos neste campo, com o intuito de melhoramento das faixas de risco junto ao sopé.



## 7. Referências bibliográficas

- ✓ **Adhikary, D.; Dyskin, A.; Jewell, R.; Stewart, D. (1997)** - “*A study of the mechanism of flexural toppling failure of rock slopes*” - Rock mechanics and rock engineering 30, pp. 75-93;
- ✓ **Andrade, C. (1997)** - “Dinâmica, erosão e conservação das zonas de praia” - Lisboa: Parque EXPO 98, S.A.: Edição do Comissariado da Exposição Mundial de Lisboa de 1998, pp. 9-17;
- ✓ **Andrade, C.; Marques, F.; Freitas, M. C.; Cardoso, R.; Madureira, P. (2002)** - “*Shore platform downwearing and cliff retreat in the Portuguese West coast*” - Littoral 2002, The Changing Coast, Vol. 2, editado por Associação EUROCOAST-Portugal, pp. 423-431;
- ✓ **Aydin, A. (2008)** - “*ISRM suggested method for determination of the Schmidt hammer rebound hardness: Revised version*” - International journal of rock mechanics & mining sciences, Vol. 46, pp. 627-634;
- ✓ **Aydin, A.; Basu, A. (2005)** - “*The Schmidt hammer in rock material characterization*” - Engineering geology, Vol. 81, pp. 1-14;
- ✓ **Benedetti, M.; Haws, J.; Funk, C.; Daniels, J.; Hesp, P.; Bicho, N.; Minckley, T.; Ellwood, B.; Forman, S. (2009)** - “*Late Pleistocene raised beaches of coastal Estremadura, central Portugal*” - Quaternary science reviews, Vol. 28, pp. 3428-3447;
- ✓ **Bateira, C. (1997)** - “*Cálculo e cartografia automática dos declives: Novas tecnologias versus velhos problems*” - Revista da Faculdade de Letras, Geografia I Série, Vol. XII/XIII, pp. 125-143;
- ✓ **Bezerra, M.; Moura, D.; Ferreira, Ó. (2010)** - “*A influência da agitação marítima na evolução da costa rochosa do Algarve central (Galé a Olhos de Água)*” - Marine Geology, VIII Congresso Nacional de Geologia, Vol. 12, pp. 1-4;
- ✓ **Bird, E. (2008)** - “*Coastal Geomorphology, An Introduction: Second Edition*” - John Wiley & Sons, Ltd., Geostudies;
- ✓ **Booij, N.; Ris, R.; Holthuijsen, L. (1999)** - “*A third-generation wave model for coastal regions (1), Model description and validation*” - Journal of geophysical research, Vol. 104, nºC4, pp. 7649-7666;
- ✓ **Braga, A. (2000)** - “*Curvas ROC: Aspectos funcionais e aplicações*” - Dissertação de Doutoramento em Engenharia de Produção e Sistemas, Área de Métodos Numéricos e Estatísticos;
- ✓ **Braga, A.; Oliveira, P. (1998)** - “*A forma das curvas ROC e a sua relação com as distribuições associadas aos dados*” - Afirmar a Estatística: um desafio para o século XXI, VI Congresso Anual da Sociedade Portuguesa de Estatística, pp. 137-148;
- ✓ **Brenning, A. (2005)** - “*Spatial prediction models for landslide hazards: review, comparison and evaluation*” - Natural Hazards and Earth system sciences, Vol. 5, pp. 853-862;
- ✓ **By, A. (2001)** - “*Principles of Geographic Information Systems: second edition*” - ITC Educational Textbook Series 1;
- ✓ **Cabral, J.; Ribeiro, A. (1986)** - “*Evidências de actividade neotectónica na falha de Ferrel (Peniche)*” - Maleo Vol. 2 nº 13, pp. 14;
- ✓ **Carrara, A. (1993)** - “*Uncertainty in evaluating landslide hazard and risk*” - Prediction and Perception of Natural Hazards, pp. 101-109;

- ✓ **Carrara, A.; Crosta, G.; Frattini, P. (2003)** - “*Geomorphological and historical data in assessing landslide hazard*” - Earth surface processes and landforms, Vol. 28, pp. 1125-1142;
- ✓ **Catalão, J.; Catita, C.; Miranda, M.; Dias, A. (2000)** - “*Aplicação de técnicas fotogramétricas na medição de taxas de recuo de arribas do Algarve: Olhos de Água-Quarteira*” - Ingenium, 46, pp. 82-86;
- ✓ **Chatterjee, S.; Hadi, A. (2006)** - “*Regression Analysis by Example: Fourth edition*” - Wiley series in probability and statistics, Wiley & Sons publication;
- ✓ **Choffat, P. (1900)** - “*Recueil de monographies stratigraphiques sur le systeme crétacique du Portugal. 2<sup>e</sup> étude, Le crétacique au nord du Tage*” - Memórias, Direcção dos serviços geológicos de Portugal, pp. 287;
- ✓ **Chung, C.-J.; Fabbri, A. (2003)** - “*Validation of spatial prediction models for landslide hazard mapping*” - Natural Hazards, Vol. 30, pp. 451-472;
- ✓ **Clarke-Pearson, D.; DeLong, D.; DeLong, E. (1988)** - “*Comparing the Areas under Two or More Correlated Receiver Operating Characteristic Curves: A Nonparametric Approach*” - Biometrics, Vol. 44, No. 3, pp. 837-845;
- ✓ **Clayton, C.; Matthews, M.; Simons, N. (2005)** - “*Site Investigation*” - Department of Civil Engineering, University of Surrey, Wiley-Blackwell, 2<sup>a</sup> edition;
- ✓ **Cortes, C.; Mohri, M. (2004)** - “*Confidence intervals for the area under the ROC curve*” - Advances in Neural Information Processing Systems 17: Proceedings of the 2004 Conference, pp. 305-312;
- ✓ **Costa, M.; Esteves, R. (2009)** - “*Clima de agitação marítima na costa Oeste de Portugal Continental*” - XI Jornadas Técnicas: O sector marítimo Português;
- ✓ **Das, I.; Sahoo, S.; Westen, C.; Stein, A.; Hack, R. (2010)** - “*Landslide susceptibility assessment using logistic regression and its comparison with a rock mass classification system, along a road section in the northern Himalayas (India)*” - Geomorphology, Vol. 114, pp. 627-637;
- ✓ **Day, R. (2002)** - “*Geotechnical Earthquake Engineering Handbook*” - Edition McGraw-Hill;
- ✓ **Dinis, J. (1999)** - “*Estratigrafia e sedimentologia da Formação de Figueira da Foz. Aptiano a Cenomaniano do sector norte da Bacia Lusitânica*” - Dissertação de Doutoramento em Estratigrafia e Paleontologia;
- ✓ **Dodet, G., Bertin, X., Taborda, R. (2010)** - “*Wave climate variability in the North-East Atlantic Ocean over the last six decades*” - Ocean Modelling, 31, pp. 120-131;
- ✓ **Eeckhaut, M.; Hervás, J.; Jaedicke, C.; Malet, J.-P.; Picarelli, L. (2010)** - “*Calibration of logistic regression coefficients from limited landslide inventory data for European-wide landslide susceptibility modeling*” - Proceedings of the International Conference 'Mountain Risks: Bringing Science to Society, pp. 515-521;
- ✓ **Evans, I.; Cox, N. (1999)** - “*Relations between Land Surface Properties: Altitude, Slope and Curvature*” - Process Modelling and Landform Evolution, Lecture Notes in Earth Sciences, Vol. 78, pp.13-45;
- ✓ **Faraggi, D.; Reiser, B. (2002)** - “*Estimation of the area under the ROC curve*” - Statistics in medicine, Vol. 21, pp. 3093-3106;
- ✓ **Fawcett, T. (2006)** - “*An introduction to ROC analysis*” - Pattern Recognition Letters, Vol. 27, pp. 861-874;



- ✓ **Fernández, C.; Castillo, T.; Hamdouni, R.; Montero, J. (1999)** - “*Verification of landslide susceptibility mapping a case study*” - Earth surface processes and landforms, Vol. 24, pp. 537-544;
- ✓ **Ferreira, G. (1988)** - “*Subsidio para o conhecimento do Cretácico inferior da região a norte de Torres Vedras*” - Comunicações dos serviços geológicos de Portugal, XLII, pp. 151-161;
- ✓ **Ferreira, M. (1997)** - “*O litoral português – Contributos para uma geografia das regiões litorais*” - Inforgo 12 & 13, pp. 57-66;
- ✓ **Fleiss, J.; Levin, B.; Paik, M. (2003)** - “*Statistical Methods for Rates and Proportions: Third Edition*” - Wiley series in probability and statistics, John Wiley & Sons publication;
- ✓ **França, J.; Zbyszewski, G.; Almeida, F. (1960)** - “*Carta geológica de Portugal, Noticia explicativa da folha 26-C, Peniche, 1:50.000*” - Serviços Geológicos de Portugal;
- ✓ **Frattoni, P.; Crosta, G.; Carrara, A. (2010)** - “*Techniques for evaluating the performance of landslide susceptibility models*” - Engineering Geology, Vol. 111, pp. 62-72;
- ✓ **Freitas, M.; Andrade, C. (2005)** - “*Actas do Congresso: A presença romana na região oeste*” - C. M. Bombarral, pp. 15-23;
- ✓ **Garcia, R.; Zêzere, J.; Oliveira, S. (2009)** - “*A influência das unidades de terreno na avaliação da susceptibilidade a movimentos de vertente*” - Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos, Vol. VI, pp. 169-174;
- ✓ **Goodman, R.; Bray, J. (1976)** - “*Toppling of rock slopes, proceedings of speciality conference on rock engineering for foundations and slopes*” - Boulder, Vol. 2;
- ✓ **Gorsevski, P.; Foltz, R.; Gessler, P.; Cundy, T. (2001)** - “*Statistical modeling of landslide hazard using GIS*” - Proceedings of the seventh Federal Interagency Sedimentation Conference, pp. 103-109;
- ✓ **Gorsevski, P.; Gessler, P.; Foltz, R. (2000)** - “*Spatial Prediction of Landslide Hazard Using Discriminant Analysis and GIS*” - GIS in the Rockies 2000 Conference and Workshop Applications for the 21st Century;
- ✓ **Goudie, A. (2004)** - “*Encyclopedia of Geomorphology: Volume 1*” - Routledge, Taylor & Francis Group;
- ✓ **Guéry, F.; Montenat, C.; Vachad, D. (1986)** - “*Evolution tectono-sédimentaire du bassin portugais au mésozoïque suivant la transversale de Peniche (Estremadura)*” - Bull. Centres Rech., Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 10, pp. 83-94;
- ✓ **Guzzetti, F. (2005)** - “*Landslide hazard and risk assessment*” - Dissertação de Doutoramento;
- ✓ **Guzzetti, F.; Carrara, A.; Cardinali, M.; Reichenbach, P. (1999)** - “*Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in multi-scale study, central Italy*” - Geomorphology, Vol. 31, pp. 181-216;
- ✓ **Guzzetti, F.; Galli, M.; Reichenbach, P.; Ardizzone, F.; Cardinali, M. (2006)** - “*Landslide hazards assessment in the Collazzone area, Umbria, Central Italy*” - Natural hazards and Earth systems sciences, 6, pp. 115-131;
- ✓ **Guzzetti, F.; Reichenbach, P.; Ardizzone, F.; Cardinali, M.; Galli, M. (2006)** - “*Estimating the quality of landslide susceptibility models*” - Geomorphology, Vol. 81, pp. 166-184;
- ✓ **Hanley, J.; McNeil, B. (1982)** - “*The meaning and use of the area under a receiver operating characteristic (ROC) curve*” - Radiology, Vol. 148, nº 1, pp. 29-36;

- ✓ **Hanley, J.; McNeil, B. (1983)** - *"A method of comparing the areas under receiver operating characteristic curves derived from the same cases"* - Radiology, Vol. 148, nº 3, pp. 839-843;
- ✓ **Henriques, C.; Zêzere, J. (2009)** - *"Avaliação de perigos geomorfológicos no novo regime jurídico da Reserva Ecológica Nacional: caso de estudo no concelho das Caldas da Rainha"* - Cartografia e Geodesia 2009, Actas da VI Conferência Nacional de Cartografia e Geodesia, pp.485-494;
- ✓ **Henriques, V. (1996)** - *"A faixa litoral entre Nazaré e Peniche: unidades geomorfológicas e dinâmica actual dos sistemas litorais"* - Dissertação de Doutoramento em Geografia Física;
- ✓ **Henriques, V. (1997)** - *"Dinâmica e protecção da faixa litoral entre Nazaré e Peniche"* - Eurocoast, Colectânea de ideias sobre a zona costeira de Portugal, pp. 553-568;
- ✓ **Hoek, E. (2007)** - *"Practical Rock Engineering"* - Rocscience;
- ✓ **Hoek, E.; Marinos, P.; Benissi, M. (1998)** - *"Applicability of the geological strength index (GSI) classification for very weak and sheared rock masses. The case of the Athens Schist Formation"* - Bulletin of Engineering Geology and the Environment, Vol. 57, pp. 151-160
- ✓ **Instituto Geológico y Minero de España (1986)** - *"Manual de Taludes"*;
- ✓ **Jaiswal, P.; Westen, C.; Jetten, V. (2010)** - *"Quantitative landslide hazard assessment along a transportation corridor in southern India"* - Engineering Geology, nº 116, pp. 236-250;
- ✓ **Jenson, S.; Domingue, J. (1988)** - *"Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis"* - Photogrammetric engineering and remote sensing, Vol. 54, nº 11, pp. 1593-1600;
- ✓ **Kolaiti, E.; Papadopoulos, Z. (1993)** - *"Evaluation of Schmidt rebound hammer testing: a critical approach"* - Bulletin of the international association of Engineering Geology", nº 48, pp. 69-76;
- ✓ **Komac, M. (2006)** - *"A landslide susceptibility model using Analytical Hierarchy Process method and multivariate statistics in perialpine Slovenia"* - Geomorphology, Vol. 74, pp. 17-28;
- ✓ **Lee, S.; Sambath, T. (2006)** - *"Landslide susceptibility mapping in the Damrei Romel area, Cambodia using frequency ratio and logistic regression models"* - Environmental Geology, Vol. 50, nº 6, pp. 847-855;
- ✓ **Lim, M.; Petley, D.; Rosser, J.; Allison, N.; Long, A.; Pybus, D. (2005)** - *"Combined digital photogrammetry and time-of-flight laser scanning for monitoring cliff evolution"* - Photogrammetric record, 20, pp. 109-129;
- ✓ **Marinos, V.; Marinos, P.; Hoek, E. (2005)** - *"The geological strength index: applications and limitations"* - Bulletin of Engineering Geology and the Environment, Vol. 64, Issue 1, pp. 55-65;
- ✓ **Marques, F. (1991b)** - *"Importância dos movimentos de massa na evolução de arribas litorais do Algarve"* - Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geolo., 112, pp. 295-411;
- ✓ **Marques, F. (1997)** - *"As arribas do litoral do Algarve. Dinâmica, processos e mecanismos"* - Dissertação de Doutoramento em Geologia, especialidade em Geotécnia;
- ✓ **Marques, F. (1998)** - *"Sea cliff retreat in Portugal: overview of existing quantitative data"* - Comunicações geológicas, Tomo 84, 1º Volume, pp. 75-78;
- ✓ **Marques, F. (2002)** - *"Movimentos de massa de vertente em rochas xistentas – exemplos das arribas do SW de Portugal"* - Actas do 8º Congresso Nacional de Geotecnia, Vol. 3, pp. 1737-1748;

- ✓ **Marques, F. (2008)** - “*Magnitude-frequency of sea cliff instabilities*” - Natural Hazards And Earth System Science, Vol. 8, pp. 1161-1171;
- ✓ **Marques, F.; Matildes, R.; Redweik, P. (2011)** - “*Statistically based sea cliff instability hazard assessment of Burgau-Lagos coastal section (Algarve, Portugal)*” - Journal of coastal research, SI 64, Proceedings of the 11th International Coastal Symposium, pp. 927-931;
- ✓ **Marques, F.; Romariz, C. (1989)** - “*Susceptibilidade à erosão do litoral da península de Peniche (Estremadura-Portugal)*” - Geolis, III, pp. 212-222;
- ✓ **Marques, F.; Romariz, C. (1991)** - “*Nota preliminar sobre a evolução de arribas litorais*” - Comunicações 4º Congresso Nacional de Geotecnia, Sociedade Portuguesa de Geotecnia, pp. 57-66;
- ✓ **Masselink, G.; Hughes, M. (2003)** - “*Introduction to coastal processes & geomorphology*” - Hoober education, an Hachette UK company;
- ✓ **Matildes, R. (2009)** - “*Detecção Fotogramétrica de movimentos em arribas costeiras e gestão do inventário num sistema de informação geográfica*” - Dissertação de Mestrado em Engenharia Geográfica;
- ✓ **Maurenbrecher, P.; Hack, H. (2007)** - “*Toppling mechanism: resolving the question of alignment of slope and discontinuities*” - 11th congress of the International society for rock mechanics, pp. 725-728;
- ✓ **Melo, J.; Pimenta, C. (1993)** – “*O que é Ecologia*” - Lisboa: Difusão Cultural.
- ✓ **Melo, R. (2009)** - “*Dinâmica geomorfológica actual na ilha deception (Antárctida Marítima): Análise espacial do sector Cerro Caliente - Crater Lake*” - Dissertação de Mestrado em Geografia Física e Ordenamento do Território;
- ✓ **Monty, A.; Griggs, B. (2004)** - “*Formation, Evolution, and Stability of Coastal Cliffs-Status and Trends*” - U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, Professional Paper 1693;
- ✓ **Mougenot, D. (1989)** - “*Geologia da margem portuguesa*” - Documentos técnicos, nº32, Instituto Hidrográfico da Marinha, pp. 19-29;
- ✓ **Mota, P.; Pinto, J. (2012)** – “*Potencial energético ao longo da costa oeste Portuguesa*” – Actas das 2.<sup>as</sup> Jornadas de Engenharia Hidrográfica, pp. 151-154;
- ✓ **Movahedi, S.; Ogles, R. (1973)** - “*Axiomatic theory, informative value of propositions, and “derivation rules of ordinary language”*” - American Sociological Review, Vol. 38, nº 4, pp. 416-424;
- ✓ **Muller, J.; Martel, S. (2000)** - “*Numerical Models of translational landslide rupture surface growth*” - Pure and applied geophysics 157, pp. 1009-1038;
- ✓ **Nakase, A.; Tsuchida, T. (2002)** - “*Coastal Geotechnical Engineering in Practice: Volume 2*” - Proceedings of the International Symposium, IS-Yokohama, Japan, Swets & Zeitlinger Publishers;
- ✓ **Neves, M. (1997)** – “*Monitorização da Força da Ondulação na Base da Arriba (Pessegueiro, SW Portugal). Primeiros Resultados*” – Finisterra, XXXII, 64, pp. 117-123;
- ✓ **Neves, M. (2004)** - “*Evolução actual dos litorais rochosos da Estremadura Norte. Estudo de Geomorfologia*” - Dissertação de Doutoramento em Geografia Física;
- ✓ **Neves, M. (2008)** – “*Anthropogenic modifications in the erosional rhythm of a coastal cliff. Rocha do Gronho (western coast of Portugal)*” – Journal of Iberian Geology, 34 (2), pp. 299-312;

- ✓ **Oliveira, S. (2005)** - “*Evolução recente da linha de costa no troço costeiro Forte Novo - Garrão (Algarve)*” - Dissertação de Mestrado em Ciências e Engenharia da Terra;
- ✓ **Peng, C.-Y.; Lee, K.; Ingersoll, G. (2002)** - “*An introduction to logistic regression analysis and reporting*” - The journal of educational research, Vol.96, nº 1, pp. 3-14;
- ✓ **Pereira, J. (1997)** - “*A estabilidade geomecânica da costa rochosa*” - Sociedade Portuguesa de Geotecnia e Centro de Geotecnia do IST, 6º Congresso Nacional de Geotecnia, pp. 525-533;
- ✓ **Piedade, A.; Zêzere, J.; Garcia, R.; Oliveira, S. (2010)** - “*Análise sensitiva dos factores de predisposição à instabilidade geomorfológica na área a norte de Lisboa*” - Actas/Proceedings of V Congresso Nacional de Geomorfologia, pp. 59-63;
- ✓ **Pradham, B.; Lee, S. (2009)** - “*Delineation of landslide hazard areas on Penang Island, Malaysia, by using frequency ratio, logistic regression, and artificial neural network models*” - Environmental Earth Sciences, Vol. 60, nº 5, pp. 1037-1054;
- ✓ **Regmi, N.; Giardino, J.; Vitek, J. (2009)** - “*Modeling susceptibility to landslides using the weight of evidence approach: Western Colorado, USA*” - Geomorphology, Vol. 115, pp. 172-187;
- ✓ **Reserva Ecológica Nacional (REN) (2010)** - “*Nível estratégico da REN – Litoral e Instabilidade de Vertentes*” - Documento de orientações estratégicas de âmbito nacional;
- ✓ **Rey, J. (1972)** - “*Recherches géologiques sur le crétacé inférieur de l’Estremadura (Portugal)*” - Memórias dos serviços geológicos de Portugal, 21, pp. 447;
- ✓ **Rey, J. (1979)** - “*Le crétacé inférieur de la marge atlantique portugaise: biostratigraphie, organisation, séquentille, évolution paléogéographique*” - Ciências da Terra (UNL), nº 5, pp. 97-120;
- ✓ **Rey, J. (1982)** - “*Dynamique et paléoenvironnements du bassin mésozoïque d’Estremadura (Portugal), au cétacé inférieur*” - Cretaceous research, 3, pp. 103-111;
- ✓ **Rey, J.; Dinis, J. (2004)** - “*Shallow marine to fluvial Lower Cretaceous of central Portugal: sedimentology, cycles and controls*” - Cretaceous and Cenozoic events in West Iberia margins, 23rd IAS Meeting of Sedimentology, Coimbra, Field Trip Guidebook, Vol. 2, pp. 22-35.
- ✓ **Ribeiro, A. (1979)** - “*Introduction a la géologie du Portugal*” - Serviços Geológicos de Portugal;
- ✓ **Ris, R.; Holthuijsen, L.; Booij, N. (1999)** - “*A third-generation wave model for coastal regions (2), verification*” - Journal of geophysical research, Vol. 104, nº C4, pp. 7667-7681;
- ✓ **Rodrigues, M. (2003)** - “*Estabilidade de Vertentes e Taludes: Classificação de instabilidades de vertentes*” - Curso de Especialização, FCUL;
- ✓ **Rogers, W.; Kaihatu, J.; Hsu, L.; Jensen, R.; Dykes, J.; Holland, K. (2007)** - “*Forecasting and hindcasting waves with the SWAN model in the Southern California Bight*” - Coastal Engineering, 54, pp. 1 –15;
- ✓ **Roque, D. (2009)** - “*Cobertura aérea nacional RAF47 - recuperação radiométrica e triangulação*” - Dissertação de Mestrado em Engenharia Geográfica;
- ✓ **Ruette, J.; Papritz, A.; Lehmann, P.; Rickli, C.; Or, D. (2011)** - “*Spatial statistical modeling of shallow landslides - Validating predictions for different landslide inventories and rainfall events*” - Geomorphology, Vol. 133, pp. 11-22;
- ✓ **Sampaio, E. (2007)** - “*Noções básicas de detecção remota fotogrametria e foto-interpretação em pedologia*” - Departamento de geociências da Universidade de Évora, pp. 9-16;

- ✓ **Sampaio, M. (2008)** - “*Aplicação do modelo SWAN na caracterização da agitação marítima na zona adjacente a Pinheiro da Cruz*” - Dissertação de Mestrado em Engenharia Civil;
- ✓ **Sanglerat, G. (1972)** - “*The penetrometer and soil exploration - Interpretation of penetration diagrams - Theory and practice*” - Elsevier Scientific Publishing Company, Developments in geotechnical engineering, Vol.1;
- ✓ **Schisterman, E.; Faraggi, D.; Reiser, B.; Trevisan, M. (2001)** - “*Statistical interference for the area under the receiver operating characteristic curve in the presence of random measurement error*” - American Journal of Epidemiology, Vol. 154, nº 2, pp. 174-179;
- ✓ **Schmidt, J.; Evans, I.; Brinkmann, J. (2003)** - “*Comparison of polynomial models for land surface curvature calculation*” - Int. J. Geographical Information science, Vol. 17, nº 8, pp. 797-814;
- ✓ **Schuster, R.; Turner, A. (1996)** - “*Landslides: Investigation and Mitigation*” - Special report 247, Transportation research board, National research Council;
- ✓ **Seixas, A.; Bateira, C.; Hermenegildo, C.; Soares, L.; Pereira, S. (2006)** - “*Definição de critérios de susceptibilidade geomorfológica a movimentos de vertente na bacia hidrográfica da ribeira da meia légua (Bacia do Douro - Peso da Régua)*” - Actes de les jornades sobre terrasses i prevenció de riscos naturals, pp.87-96;
- ✓ **Sequeira, F. (2006)** - “*A fotogrametria aplicada ao estudo multi-temporal de movimentos de vertente*” - Dissertação de Mestrado em Ciências e Engenharia da Terra;
- ✓ **Sunamura, T. (1992)** - “*Geomorphology of rocky coasts*” - John Willey & Sons Publication;
- ✓ **Suzuky, S. (1999)** - “*Erosion characteristics of sea cliff*” - Coastal Engineering, pp. 1-2;
- ✓ **SWAN Team (2011)** - “*SWAN: User Manual*”. SWAN Cycle III version 40.85, Delft University of Technology;
- ✓ **Tavares, A.; Duarte, L.; Duarte, C. (2010)** - “*Avaliação da susceptibilidade a movimentos de massa nas arribas costeiras entre S. Pedro de Moel e a Praia da Polvoeira*” - Revista electrónica de ciências da terra, volume 9, nº6 (Sociedade Geológica de Portugal, VIII Congresso Nacional de Geologia), pp. 1-4;
- ✓ **Teixeira, C.; Gonçalves, F. (1980)** - “*Introdução à geologia de Portugal*” - Instituto Nacional de Investigação Científica, pp. 91-93/97-102;
- ✓ **Teixeira, S. (2006)** - “*Slope mass movements on rocky sea-cliffs – A power-law distributed natural hazard on the Barlavento coast, Algarve, Portugal*” - Cont. Shelf. Res., 26, 1077–1091;
- ✓ **Thapa, P.; Esaki, T. (2007)** - “*GIS-based quantitative landslide hazard prediction modeling in natural hillslope, Agra Khola watershed, central Nepal*” - Bulletin of the department of Geology, Vol. 10, pp.63-70;
- ✓ **Thorne, C.; Zevenbergen, L.; Burt, T.; Butcher, D. (1987)** - “*Terrain analysis for quantitative description of zero-order basins*” - Erosion and sedimentation in the Pacific Rim (Proceedings of the Corvallis Symposium), Publ. nº 165, pp. 121-130;
- ✓ **Tolman, H., (2009)** – “*User manual and system documentation of WAVEWATCH III version 3.14.*” - NOAA/NWS/NCEP/MMAB Technical Note 276;
- ✓ **Trenhaile, A. (1987)** - “*The geomorphology of rock coasts*” - Oxford research studies in geography;
- ✓ **Trenhaile, A. (1997)** - “*Coastal dynamics and landforms*” - Clarendon Press, Oxford;

- ✓ **U.S. Army Corps of Engineers (1995)** - *“Engineering and Design, Coastal Geology”* - Engineer Manual, Manual nº 1110-2-1810;
- ✓ **U.S. Army Corps of Engineers (2008)** - *“Coastal Engineering Manual”* - Engineer Manual, Manual nº 1110-2-1100;
- ✓ **U.S. Geological Survey (2004)** - *“Formation, evolution, and stability of coastal cliffs-status and trends”* - Professional paper 1693;
- ✓ **Varnes, J. (1978)** - *“Slope Movement Types and Processes”* - Schuster & Krize edition, Special Report 176, Transportation Research Board, National Academy of Science, Washington D.C.;
- ✓ **Vasconcelos, M. (2011)** - *“Cartografia de susceptibilidade à ocorrência de movimentos de vertente em contexto urbano: o concelho de Lisboa”* - Dissertação de Mestrado em Geologia do Ambiente, Riscos Geológicos e Ordenamento do Território;
- ✓ **Wood, J. (1998)** - *“Modelling the Continuity of Surface Form Using Digital Elevation Models”* - Proceedings 8th Symposium on Spatial Data Handling, pp. 725-736;
- ✓ **Woodroffe, C. (2002)** - *“Coasts: form, process and evolution”* - Cambridge University Press;
- ✓ **Wu, C.-H.; Chen, S.-C. (2009)** - *“Determining landslide susceptibility in central Taiwan from rainfall and six site factors using the analytical hierarchy process method”* - Geomorphology, Vol. 112, pp. 190-204;
- ✓ **Wyllie, D. (1980)** - *“Toppling rock slope failures examples of analysis and stabilization”* - Rock mechanics 13, pp. 89-98;
- ✓ **Yan, T. (1988)** - *“Recent advances of quantitative prognoses of landslides in China”* - Landslides, proceedings of Fifth International Symposium on Landslides, Vol. 2, pp. 1263-1268;
- ✓ **Yin, K.; Yan, T. (1988)** - *“Statistical prediction models for slope instability of metamorphosed rocks”* - Landslides, proceedings of Fifth International Symposium on Landslides, Vol. 2, pp. 1269-1271;
- ✓ **Young, A.; Ashford, S. (2006)** - *“Application of airborne LIDAR for seacliff volumetric change and beach-sediment budget contributions”* - Journal of coastal research, Vol. 22, Nº 2, pp. 307-318;
- ✓ **Yuanfan, T. (2007)** - *“A Debris-flow Simulation Model for the Evaluation of Protection Structures”* - Journal of mountain science vol. 4, nº 3, pp. 193-202;
- ✓ **Zahiri, H.; Palamara, D.; Flentje, P.; Brassington, G.; Baafi, E. (2006)** - *“A GIS-based Weighted-of-Evidence model for mapping cliff instabilities associated with mine subsidence”* - Environmental Geology, Vol. 51, nº 3, pp. 377-386;
- ✓ **Zbyszewski, G.; Almeida, F. (1960)** - *“Carta geológica de Portugal, Notícia explicativa da folha 26-D, Caldas da Rainha, 1:50.000”* - Serviços Geológicos de Portugal;
- ✓ **Zevenbergen, L.; Thorne, C. (1986)** - *“Quantitative analysis of land surface topography”* - Earth surface processes and landforms, Vol. 12, pp. 42-56;
- ✓ **Zêzere, J. (2002)** - *“Landslide susceptibility assessment considering landslide typology. A case study in the area north of Lisbon (Portugal)”* - Natural hazards and earth system sciences, pp. 72-82;
- ✓ **Zêzere, J.; Guillard, C. (2010)** - *“Análise qualitativa do risco específico de deslizamento na área de Fanhões-Trancão (Região a norte de Lisboa)”* - XII Colóquio Ibérico de Geografia, pp. 3;

# Instrumentação utilizada

## (Princípios de funcionamento)

### Martelo de Schmidt

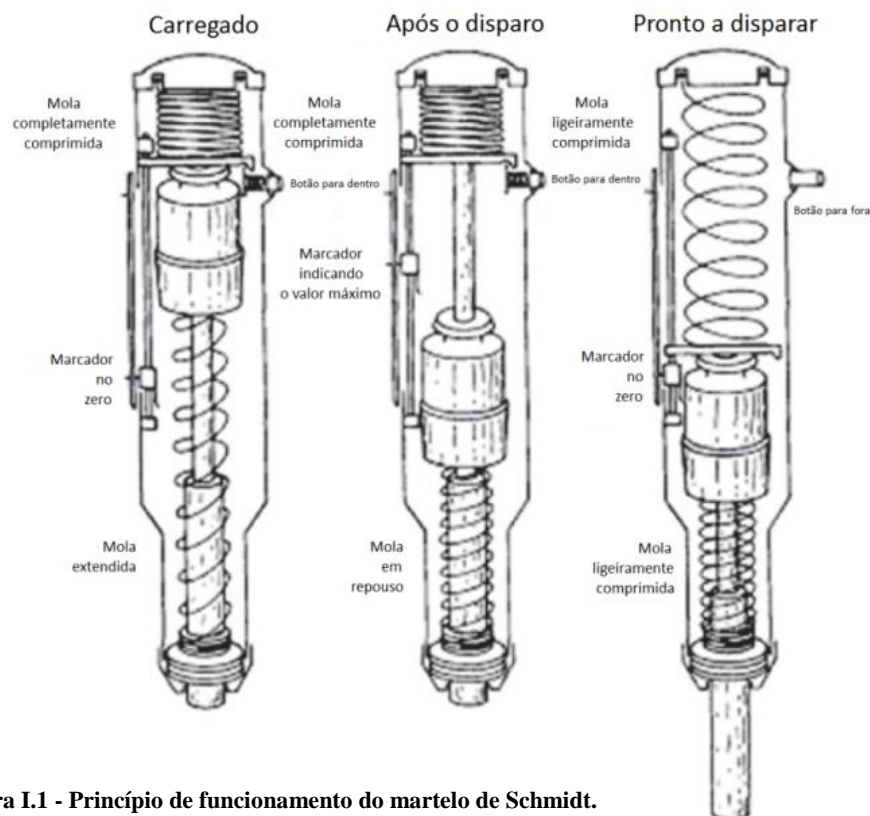
Desenvolvido pelo engenheiro Suíço Ernst Schmidt em 1948, o martelo de *Schmidt* (Figura I.1), também designado por martelo suíço ou em engenharia como esclerómetro de *Schmidt*, inicialmente teve como finalidade testar de forma não destrutiva a dureza superficial de betões (*Schmidt, 1951*). Posteriormente na década de 60 foi adaptado e aplicado às rochas, estimando a resistência à compressão uniaxial e o módulo de *Young*.

Apesar dos ensaios laboratoriais serem mais precisos na determinação das propriedades do material rocha, tornam-se limitados quando se pretende entender o comportamento das propriedades mecânicas *in situ*, isto devido sobretudo aos maciços rochosos serem do ponto de vista geológico/geotécnico heterogêneos e anisótropos. Por as suas características serem bastante variáveis no espaço, de ponto para ponto, a utilização do ensaio através do martelo de Schmidt permite efetuar uma abordagem estatística rápida e simples ao longo de uma dada área, e ao mesmo tempo pouco dispendiosa.

Operacionalmente este aparelho funciona através de um pistão acionado por uma mola comprimida, que é pressionado ortogonalmente contra a uma dada superfície e o impacto do pistão sobre o êmbolo transfere essa energia de impacto para o material. O grau com que esta energia é recebida depende da dureza ou resistência à penetração de impacto do material, sendo que grande parte desta energia é consumida por absorção, devido à deformação plástica da rocha e simultaneamente transformada em energia térmica e sonora. A restante energia representa a resistência à penetração de impacto da superfície, essa dureza permite o ressalto do pistão. Assim, quanto maior for a dureza da superfície menor é o tempo de penetração (menor impulso) ou profundidade (menor trabalho ou perda energética), resultando num maior ressalto. A distância percorrida pelo pistão após essa repercussão, expressa sobre a forma de percentagem do comprimento inicial da mola, é designada por valor de ressalto (R), consistindo num índice para a dureza da superfície (*Aydin, 2008*).



O martelo utilizado durante os trabalhos de campo foi do tipo L, de baixa energia de impacto, sugerido pela ISRM (*International Society of Rock Mechanics*) para utilização em rochas. Na seleção de um dado martelo há que ter em conta o diâmetro de ponta do pistão e seu raio de curvatura, determinando a sua aplicabilidade em função da gama de energia transmitida ao material. O comum tipo L apresenta um valor de impacto de 0,735 N.m, apresentando uma maior sensibilidade maior valores de resistência mais baixos e melhores resultados quando utilizado em rochas brandas, porosas e alteradas, comparativamente ao martelo do tipo N de alta energia de impacto (2,207 N.m).



**Figura I.1 - Princípio de funcionamento do martelo de Schmidt.**

Existem porém algumas limitações na utilização deste instrumento, em casos de:

- maciços com um grau de fracturação elevado, que apresentem estratificações demasiado próximas, muito condensadas ou rochas xistentas, devendo o ensaio ser realizado em superfícies espaçadas pelo menos a 6cm das fraturas, tendo em conta a remoção da capa de alteração;
- rochas muito a extremamente alteradas, segundo a classificação ISRM de 1981;
- rochas muito heterogêneas e irregulares, caso de conglomerados e brechas;

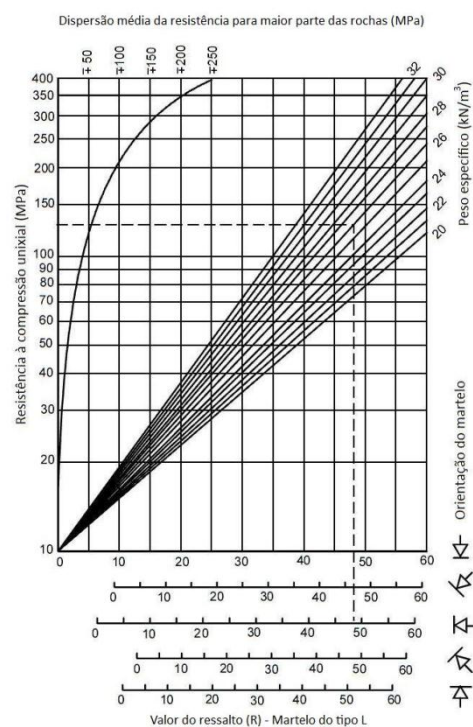
→ em laboratório, amostras devem estar bem condicionadas lateralmente de modo a que não exista qualquer movimento.

Para o tratamento dos resultados, os valores do ressalto ou dureza de Schmidt são correlacionados diretamente com peso específico da rocha ensaiada e são expressos em termos de resistência à compressão simples (MPa), tomando em consideração sempre a posição do martelo na altura do ensaio, visto a gravidade criar desvios energéticos significativos, sendo os valores expressos em quatro direções de impacto ( $\pm 45^\circ$ ) (Figura I.2).

Rocha	Peso Específico (kN/m <sup>3</sup> )
Andesito	22-23,5
Anfibolito	29-30
Ardósia	25-27
Arenito	23-26
Basalto	27-29
Calcário	23-26
Carvão	10-20
Cré	17-23
Diorito	27-28,5
Dolerito	29
Dolomito	25-26
Gabro	30-31

Rocha	Peso Específico (kN/m <sup>3</sup> )
Gesso	23
Gneisse	27-30
Granito	26-27
Grauvaque	28
Lutito	22-26
Mármore	26-28
Quartzito	26-27
Riólito	24-26
Sal	21-22
Tufo	19-23
Xisto	25-28

Figura I.2 - Ábaco de conversão para o martelo de Schmidt e pesos específicos para as rochas mais usuais (adaptado de “Practical Rock Engineering”, 2007 e “Ingeniería Geológica”, 2004).



## **Vane test:**

O primeiro modelo do *Vane test* (designado em português como ensaio de corte rotativo ou ensaio de molinete) foi criado durante a segunda década do século XX pelo secretário da Comissão Geotécnica da Suécia, *John Olsson*. Teve como objetivo ultrapassar a dificuldade associada à determinação da resistência ao corte de argilas muito moles e sensíveis, em amostras de muito má qualidade.

Para compreensão de casos particulares de solos argilosos que ocorrem ocasionalmente em maciços terrosos, recorreu-se ao vane de bolso, cujo seu mecanismo consiste numa torção de um sistema de 4 palhetas cruciformes, ortogonais entre si, montadas numa vara (Figura I.3). Este teste é aplicado a solos coesivos com algum teor de água e pode ser utilizado tanto em laboratório como no campo. O dimensionamento do instrumento é dado em função das características do terreno, ou seja, quanto maior for a resistência dos solos menor tem que ser a área dessas palhetas e vice-versa. Convencionalmente as especificações quanto ao diâmetro e altura do vane, a espessura das palhetas e o diâmetro da vara podem ser dadas pelas seguintes normas:

**Tabela I.1 - Normas internacionais contendo as especificações para o vane test.**

<b>País</b>	<b>Norma</b>
Alemanha	DIN 4096 (1980)
Austrália	AS F2.2 (1977)
Estados Unidos da América	ASTM D2573 (1978)
Índia	IS 4434
Reino Unido	BS 1377:parte 9 (1990)

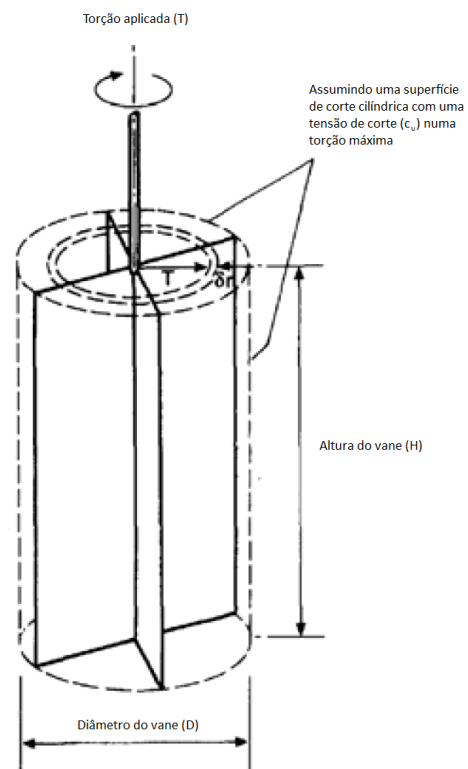
A resistência não drenada de pico ( $c_u$ ) obtida neste ensaio pode ser determinada em materiais geológicos de granulometria muito fina, como siltes e argilas, rejeitados de minas ou lodos, com valores inferiores a 200kPa. Ficando de parte solos arenosos, cascalhentos e altamente permeáveis, sendo que nestes últimos a velocidade de corte é rápida, podendo levar à dilatação ou colapso da estrutura do material, além de dissipar o processo de corte por pressões intersticiais positivas ou negativas nos poros. Assim os resultados podem ser influenciados por vários fatores, nomeadamente:

- tipo de solo, sobretudo quando existe uma estrutura/fabric permeável;
- a intensidade com que a anisotropia ocorre;

- perturbações durante a introdução do vane;
- velocidade de rotação e taxa de deformação;
- intervalo de tempo entre a inserção do vane e o início do ensaio;
- rotura progressiva/instantânea em torno do vane.

Na interpretação da resistência não drenada é necessário assumir os seguintes pressupostos, que raramente correspondem à realidade:

- a introdução do vane causa perturbações sem grande significância, em termos de tensão efetiva e distorções de corte;
- não ocorre drenagem antes ou durante o corte;
- o solo é isótropo e homogêneo;
- a rotura do solo terá uma geometria cilíndrica;
- o diâmetro da superfície de rotura é igual à largura das palhetas;
- na resistência de pico existe uma tensão de corte uniforme ao longo da superfície de rotura;
- a rotura não é progressiva de modo a que a máxima torção seja uma tensão de corte que é igual em todos os pontos da superfície de rotura, e essa resulta na resistência de corte não drenada.



**Figura I.3 - Esquema ilustrativo para os parâmetros dimensionais no cálculo do valor de torção no ensaio de corte.**  
(adaptado de “Site Investigation”, 2005).

Assim o valor de máxima torção (T) no vane é dado por:

$$T = \frac{\pi D^2 H}{2} \left( 1 + \frac{D}{3H} \right) c_u$$

## **Penetrômetro de bolso:**

Este método foi desenvolvido em França em 1846 por *Collin*, de uma forma mais rudimentar o conceito baseava-se numa agulha do tipo *Vicat* de um 1kg com 1 mm de diâmetro, que permitia estimar a coesão de vários tipos de argilas com distintas consistências.

Existem inúmeros mecanismos de ensaio à penetração para maciços terrosos de características argilosas, conhecidos como penetrômetros, que podem ser divididos em dois grandes grupos, dinâmicos e estáticos. Por outro lado os penetrômetros estático-dinâmicos oferecem as vantagens dos outros dois e eliminam alguns dos seus pressupostos. Os dinâmicos são de certa forma engenhos mais simples, consistindo em entubamentos ou ponteiros solidos que são induzidas a pancadas segundo uma dada altura normalizada, sendo o SPT (*Standard Penetration Test*) o mais comum no universo da geotecnia. Por outro lado os estáticos são mais complexos, envolvendo mecanismos hidráulicos no seu comportamento, caso do CPT (*Cone Penetration Test*).

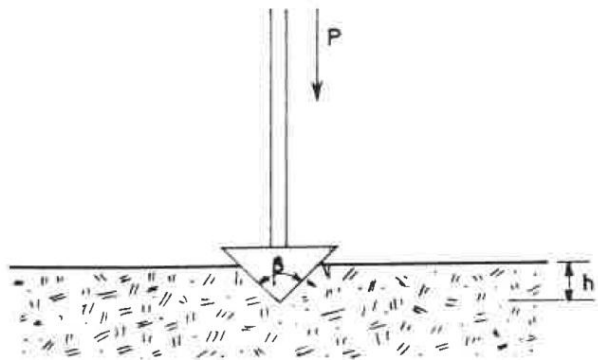
Para os levantamentos de campo recorreu-se ao penetrômetro de bolso, sendo facilmente transportável, permitindo de forma rápida e simples determinar a resistência à compressão simples não confinada e uma estimativa da resistência ao corte, podendo ainda ser utilizado para classificar os solos coesivos em termos de consistência. O sistema de funcionamento do instrumento assenta sobre um êmbolo de aço inoxidável, que é pressionado contra o solo até a alcançar a marca de penetração por cedência do material, sendo o seu valor lido em unidades de  $\text{kgf/cm}^2$  ( $1\text{kgf/cm}^2 \approx 98\text{kPa}$ ). A rotura pode ser definida em termos da diferença das tensões principais ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ), a qual é a resistência à compressão simples (não confinada) do solo. A resistência ao corte  $\tau_f$  é dada por:

$$\tau_f \sim \tau_{\text{máx}} = \frac{(\sigma_1 - \sigma_3)}{2} = \frac{\Delta\sigma_f}{2}$$

onde o valor de  $\Delta\sigma_f$  pode ser determinado recorrendo ao penetrômetro de bolso.

Nas fases iniciais da mecânica dos solos foi criado um ensaio de penetração denominado por *Cone Test*, como o próprio nome indica utilizando um cone cuja ponta apresentava um ângulo de  $90^\circ$ , que era colocada sobre um solo coesivo e progressivamente carregado. A profundidade de cada penetração do cone no solo face a cada incremento de carga era medido, e a área  $A$  da impressão do cone no terreno era calculada a partir dessa profundidade. A razão entre a carga aplicada à superfície do terreno dessa área  $A$ , designada como resistência do solo à penetração do cone era medida em  $\text{kgf/cm}^2$ . O princípio de funcionamento deste *cone test* é semelhante ao penetrômetro de bolso utilizado neste trabalho, a grande diferença resulta na ponteira, num dos casos a mecânica baseia-se numa geometria cônica, dando os resultados em termos de resistência de ponta, e no caso do penetrômetro com que se trabalhou a ponta é plana, sendo os resultados obtidos em termos de compressão simples.

**Figura I.4 - Princípio operacional do penetrômetro de bolso de ponteira cônica, sendo  $P$  é a pressão induzida à ponta,  $\beta$  o ângulo da ponta e  $h$  a profundidade de penetração (retirado de “*The Penetrometer and Soil Exploration*”, 1972).**



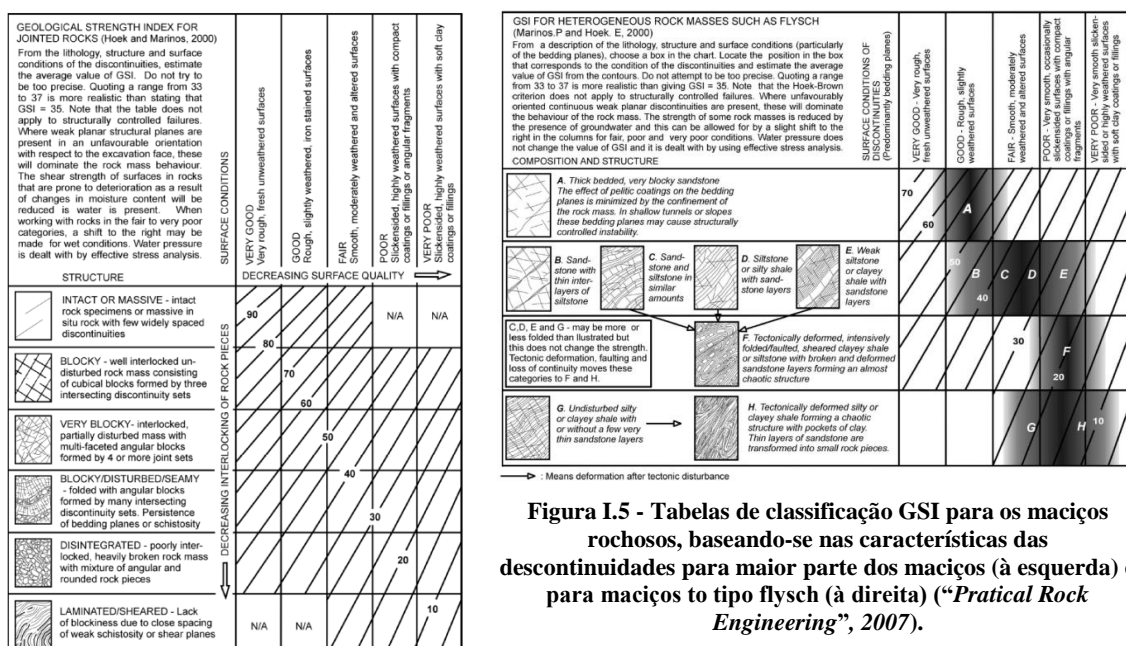
### **Classificação GSI:**

A classificação GSI (*Geological Strength Index*) (Figura I.5), foi introduzida pela primeira vez por *Hoek* em 1994, depois revista e modificada varias vezes, em 1995 por *Hoek, Kaiser e Bawden*, em 1998 por *Hoek e Brown*, em 2000 e 2001 por *Marinos e Hoek*, em 2005 por *Marinos et al.* e por fim em 2006 por *Hoek et al.*. Esta classificação foi utilizada neste trabalho com o intuito de comparar valores entre frentes de arriba pertencentes às mesmas formação, oferecendo uma estimativa da redução de resistência dos maciços rochosos para diferentes condições geológicas utilizando critérios qualitativos (*Hoek et al., 1998*). Esta caracterização é exercida de forma rápida, os

conceitos têm em conta a impressão visual da estrutura do maciço, em termos de compartimentação e das condições das superfícies das descontinuidades induzidas pela rugosidade e alteração. A combinação destes dois parâmetros fornece uma base empírica para a descrição de uma variedade de maciços rochosos, com diversas estruturas, desde fraturados que apresentem as descontinuidades interligadas e bem definidas segundo três direções ortogonais entre si, até situações que o grau de compartimentação é tão elevado que os blocos rochosos se reduzem a uma mistura de fragmentos de rocha de aspeto anguloso a rolado.

O objetivo da aplicação desta metodologia passa por, quando combinado com a resistência à compressão uniaxial ( $\sigma_{ci}$ ) e a constante do material ( $m_i$ ) (Tabela I.2), ambos determinados em ensaios de laboratório, permite caracterizar geotecnicamente o maciço rochoso em termos do módulo de deformabilidade ( $E_m$ ). Os valores destas propriedades do material rocha deverão ser determinados por análise estatística dos resultados obtidos de ensaios triaxiais, sendo a resistência do maciço rochoso dada a partir do ângulo de atrito interno ( $\phi$ ) e coesão ( $c$ ). Sabendo que a resistência à compressão uniaxial de um dado material é inferior a 100 MPa, *Hoek e Brown* (1998) propõem a seguinte expressão para o cálculo do módulo de deformabilidade do maciço rochoso em GPa:

$$E_m = \sqrt{\frac{\sigma_{ci}}{100}} \times 10^{\left(\frac{GSI-10}{40}\right)}$$



**Figura I.5 - Tabelas de classificação GSI para os maciços rochosos, baseando-se nas características das descontinuidades para maior parte dos maciços (à esquerda) e para maciços do tipo flysch (à direita) (“Practical Rock Engineering”, 2007).**

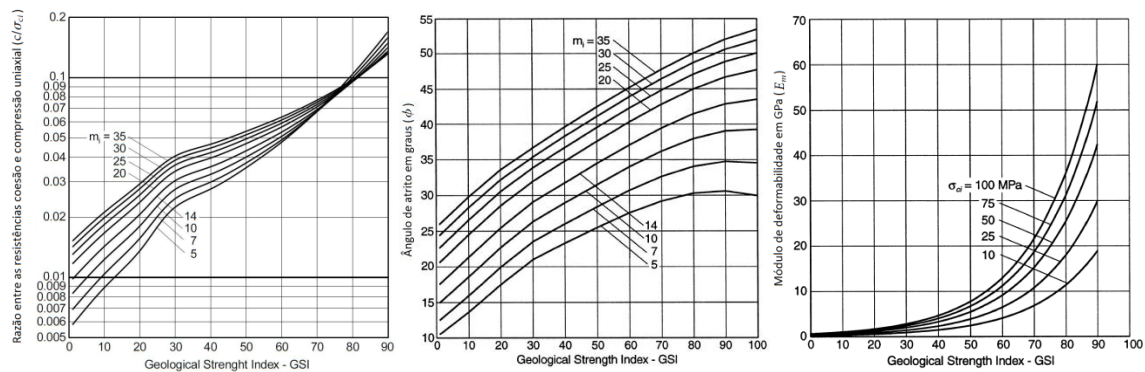


**Tabela I.2 - Valores médios da constante  $m_i$  para rocha intacta estimados empiricamente em laboratório (Adaptado de Hoek et al., 1998).**

Rocha	$m_i$
Andesito	19
Anfibolito	25-31
Ardósia	9
Arenito	19
Argilito	4
Basalto	17
Brecha Calcária	20
Brecha Vulcânica	18
Calcário	8-10
Carvão	8-21

Rocha	$m_i$
Conglomerado	22
Corneana	19
Dolerito	19
Filito	16
Gabro	27
Gneisse	33
Granito	33
Granodiorito	30
Mármore	9
Migmatito	30

Rocha	$m_i$
Obsidiana	19
Quartzito	24
Riólito	16
Siltito	9
Tufo Vulcânico	15
Xisto	4-8



**Figura I.6 - Gráficos que permitem correlacionar o valor GSI com as variáveis coesão, ângulo de atrito, resistência à compressão uniaxial e a constante  $m_i$  (Hoek et al., 1998).**

Esta classificação toma em consideração que o maciço rochoso possui um número tal de descontinuidades dispostas aleatoriamente no espaço, que permite assumir que este tem um comportamento isotrópico, ou seja, comporta-se de igual modo independentemente da direção em que as cargas/impulsos são exercidas. Assim, é de assumir que esta técnica classificatória não deve ser utilizada em situações em que a orientação estrutural seja dominante, as ardósias são um exemplo do tipo de rocha em que o comportamento mecânico é altamente anisotrópico, não devendo ser atribuído nenhum valor de GSI.

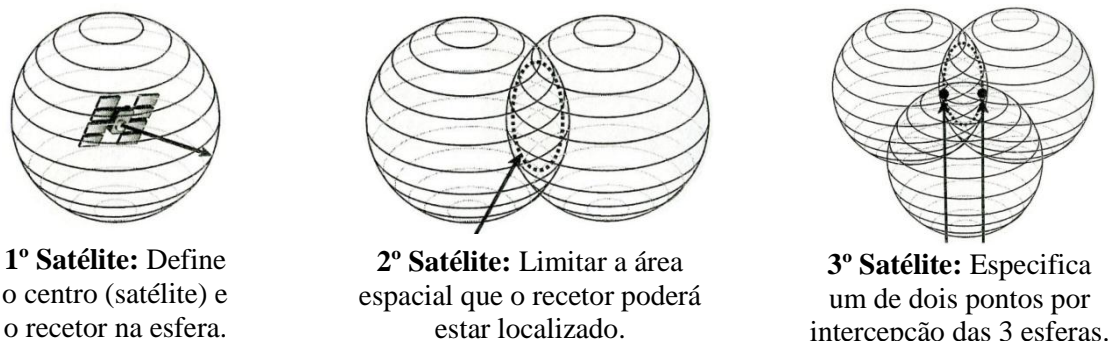
## **Sistema de posicionamento GPS:**

O GPS (*Global Positioning System*) é uma das ferramentas tecnológicas que tem sido mais utilizada e com maior afluência nos últimos tempos, no que respeita sobretudo às Ciências da Terra. Tecnicamente, o conceito básico toma em consideração que a localização de um dado ponto na Terra é feito por triangulação através de sinais de satélite NAVSTAR (*“Navigation Satellite with Time and Ranging”*, sistema de radionavegação mundial através de uma constelação de 24 satélites a cerca de 20.000 km de altitude), com um mínimo de quatro satélites, sendo medida a distância entre uma fonte transmissora e uma fonte recetora por sinais rádio. As distâncias determinadas e o conhecimento da posição absoluta das fontes transmissoras, permitem obter a posição absoluta da fonte recetora através da sua triangulação, sendo estas as distâncias ( $D$ ) calculadas recorrendo a (*Trimble, 2007*):

- velocidade ( $V$ ) e o tempo ( $T$ ) de propagação das ondas eletromagnéticas no meio físico ( $D = V \times T$ );
- o efeito *Doppler*, isto é, a variação de frequência da onda portadora do sinal GPS devido ao deslocamento relativo entre a fonte transmissora (satélite) e a fonte recetora (antena do recetor);
- os efeitos interferométricos, desfasagem da portadora devido à diferença de localização entre duas antenas de um dado recetor.

A triangulação entre os quatro satélites pretende determinar os quatro valores que permitem posicionar um dado ponto (recetor), isto é, três coordenadas espaciais e o tempo, após calculada a distância a um dado satélite é possível calcular a posição do centro de uma esfera, cujo raio é dado por essa mesma distância entre o satélite e o recetor (Figura I.7). O segundo satélite possibilita reduzir a incerteza por intersecção das duas esferas, originando um espaço geométrico restrito em forma de circunferência. O terceiro satélite intercepta o círculo anterior em dois pontos, sendo excluído automaticamente o ponto que se encontra mais distante da Terra e movendo-se a uma velocidade praticamente impossível. O quarto satélite complementa os restantes, enviando ao recetor um quarto sinal que auxilia a determinação do tempo preciso em

que as emissões foram efetuadas, excluindo a hipótese de o recetor utilizar o relógio atómico como determinação do tempo.



**Figura I.7 - Referências espaciais no funcionamento do GPS, recorrendo à triangulação por satélites**  
(adaptado de “GPS the first global navigation satellite system”, 2007).

Tanto o grau de complexidade que envolve este sistema, bem como as ocasiões em que as condições operativas não são as mais favoráveis, proporcionam a ocorrência de potenciais erros. Alguns deles podem ser previstos com alguma exatidão e de certa forma corrigidos, outros nem por isso. Assim os erros assumidos podem ser agrupados em duas categorias, *User Range Error* (URE) e *User Equipment Error* (UEE) (Trimble, 2007). Os *User Range Errors* ocorrem durante a transmissão do sinal entre os dois recetores, podendo ser minimizados através de aparelhos mais sofisticados como o DGPS (*Differential GPS*), estes erros são provocados sobretudo devido a:

- Erros orbitais, ou também denominados erros de “*ephemeris*” - correspondentes a imprecisões na posição exata do satélite no espaço;
- Erros do relógio de satélite e do recetor - os satélites, apesar de apresentarem relógios atómicos de alta precisão, podem produzir erros suficientemente grandes, devido sobretudo à dificuldade em sincronizar os relógios em todos os satélites simultaneamente. Por outro lado os do recetor são relógios não atómicos de menor precisão, criando uma dada discrepância entre os dois relógios;
- Atrasos na Ionosfera - ocorrem por atraso do sinal ao atravessar esta espessa camada do planeta entre os 50 e 1000 km. A presença dos eletrões livres influenciam a propagação de ondas eletromagnéticas, afetando a velocidade de

fase e de grupo, estando diretamente relacionada com a quantidade de radiação solar, que são variáveis durante o dia e sazonalmente;

- Atrasos na Troposfera - atingindo uma altura média de 50km desde a superfície do planeta, esta camada leva a uma redução da velocidade de fase no sinal de GPS por refração, que resulta da variação de parâmetros meteorológicos como a concentração de água na atmosfera.

Os *User Equipment Errors* são essencialmente associados a:

- Erros de receção - ocorrendo no processo de captação do sinal, situações como a antena possuir atrasados distintos para sinais a diferentes altitudes; o ruído produzido por outros tipos de frequência rádio, ou por cabos elétricos;
- Erros do tipo *Multipath* - representam o maior erro produzido no processo de transição do sinal até ao recetor, ocorrendo por o sinal GPS chegar à antena após ter tomado diferentes caminhos. O sinal após ser enviado do satélite é refletido por meio de vários objetos em volta da antena do recetor, levando à distorção do sinal original causado pela interferência com os sinais refletidos na antena de GPS (primeiro com o sinal direto e depois com os sinais que sofreram atrasos e reflexões).

Há que salientar que estes erros não são erros de posição, existem considerações, nomeadamente processos de cálculo matemático para o tratamento dos dados em bruto, que permitem minimizar estes erros. Atualmente os GPS's vulgares desenvolvidos, tecnologicamente mais evoluídos, apresentam precisões na ordem dos 2m (variável dependente do número de satélites que o GPS consegue captar) (Tabela I.3).

**Tabela I.3 - Potenciais erros do GPS e suas dimensões**  
(adaptado de “*GPS the first global navigation satellite system*”, 2007).

	Fonte de erro	GPS convencional
Erros espaciais	Posicionamento orbital	0,4 - 0,5m
	Relógio de satélite	1 - 1,2m
Erros atmosféricos	Ionosfera	0,5-5m
	Troposfera	0,2 - 0,7m
Erros do equipamento	Receção	0,1 - 3m
	<i>Multipath</i>	1 - 10m

## **Sistema de posicionamento GPS-RTK:**

O RTK (*Real Time Kinematic*) é um sistema de GPS utilizado sobretudo em trabalhos que exigem algum rigor técnico na aquisição de pontos topográficos, dado ao seu grau de precisão rondar 1 cm na horizontal e 2 cm na vertical (*Kizil & Tisor, 2011*). O RTK tal como os DGPS utiliza um recetor rover e uma estação/base de referência (SERVIR do IGeoE e RENEP do IGP), que envia correções a tempo real ao rover por via de telecomunicação. Os dois recetores devem estar, sempre que possível, não muito afastados, isto é, é relativamente fácil trabalhar até espaçamentos de 20 km, mas se esta distância for consecutivamente aumentando o grau de precisão também por outro lado se torna menor.

O processo de posicionamento do RTK determina a localização relativa à estação de referência através da medição da fase da onda portadora em vez do código de PRN (*Pseudo-Random Number*, sinal utilizado no processo de GPS que identifica o satélite, coordenação do tempo para o sistema e torna possível amplificar os sinais de baixa potência). Por esta possuir um comprimento de onda muito menor, 100 a 1000 vezes, a capacidade para medir a distância é muito maior. As grandes vantagens de usar a onda portadora passa por (*Trimble, 2007*):

- redução dos erros do recetor: após o DGPS ligado os erros de satélite e alguns atmosféricos são minimizados, através da medição do código PRN num ponto de referência. De seguida são subtraídos os erros a partir das suas próprias medições por forma a obter melhores resultados, este processo deixa os erros do recetor com significativas limitações quanto à sua exatidão.
- redução dos erros atmosféricos: este tipo de erro varia bastante de ponto para ponto, tornando difícil definir um modelo. *Baran et al. (1997)* apresentou um modelo que permite estimar a quantidade de ionosfera no planeta, designado por *Total Electron Content (TEC)*, este foi aproximado como uma função do tempo local e da diferença entre a latitude do recetor e a latitude do ponto sub-ionosférico ao longo das trajetórias de GPS (*Wielgosz et al., 2008*). Determinando os atrasados das duas frequências portadoras L1 (1575,42 Mhz) e L2 (1227,60 MHz), o erro da ionosfera pode ser determinado com alguma precisão e significativamente reduzido.

**Tabela I.4 - Diferenças entre o GPS comum, DPGPS e RTK**  
(adaptado de “*GPS the first global navigation satellite system*”, 2007).

	GPS convencional	DGPS	RTK
<b>Satélites necessários para a operação</b>	4		4 (após iniciação)
<b>Satélites necessários para inicializar</b>	Iniciação não aplicável		5 no mínimo
<b>Tempo necessário para definir o posicionamento</b>	Instantânea		Menos de 1 minuto
<b>Recetor</b>	Frequência única é suficiente		Dupla frequência otimizável
<b>Base das medições</b>	Código PRN		Onda portadora
<b>Precisão</b>	10 - 15 m	~ 1 m	~ 1 cm horizontal ~ 2 cm vertical

# Anexos

**Tabelas A.1 - Valor informativo para classes de unidades de terreno de 50m.**

Altura máxima	Limite entre quantis	$S_i$	$N_i$	$S$	$N$	$I_i$	$ \bar{I}_i $
5-10		19	24	199	253	0,00647	0,00647
10-12	9,6199	20	28	199	253	-0,09639	0,09639
12-13	11,711	18	23	199	253	-0,00504	0,00504
13-17	13,3294	18	27	199	253	-0,16538	0,16538
17-19	16,5962	16	26	199	253	-0,24542	0,24542
19-21	18,7655	23	28	199	253	0,04337	0,04337
21-24	21,1699	22	25	199	253	0,11225	0,11225
24-32	24,4983	21	23	199	253	0,14911	0,14911
32-39	32,0204	22	24	199	253	0,15307	0,15307
39-50	39,2439	20	25	199	253	0,01694	0,01694

**$\Sigma = 0,09935$**

Média das alturas na crista	Limite entre quantis	$S_i$	$N_i$	$S$	$N$	$I_i$	$ \bar{I}_i $
6-9		19	25	199	253	-0,03435	0,03435
9-11	8,6107	21	26	199	253	0,02651	0,02651
11-12	10,5705	15	24	199	253	-0,22992	0,22992
12-14	11,8275	19	26	199	253	-0,07357	0,07357
14-17	14,2280	16	24	199	253	-0,16538	0,16538
17-20	16,6294	19	28	199	253	-0,14768	0,14768
20-23	19,7627	24	25	199	253	0,19926	0,19926
23-30	23,3498	24	26	199	253	0,16004	0,16004
30-38	29,7196	21	24	199	253	0,10655	0,10655
38-48	38,3157	21	25	199	253	0,06573	0,06573

**$\Sigma = 0,12090$**

Declive máximo	Limite entre quantis	$S_i$	$N_i$	$S$	$N$	$I_i$	$ \bar{I}_i $
17-55		15	25	199	253	-0,27074	0,27074
55-60	54,6220	15	26	199	253	-0,30996	0,30996
60-64	59,8901	18	26	199	253	-0,12764	0,12764
64-66	63,5329	23	25	199	253	0,15670	0,15670
66-70	66,4741	20	26	199	253	-0,02228	0,02228
70-73	70,1740	24	25	199	253	0,19926	0,19926
73-76	73,1815	21	27	199	253	-0,01123	0,01123
76-79	76,2929	20	24	199	253	0,05776	0,05776
79-81	79,3856	21	24	199	253	0,10655	0,10655
81-84	80,8489	22	25	199	253	0,11225	0,11225

**$\Sigma = 0,13744$**

Média dos declives	Limite entre quantis	$S_i$	$N_i$	$S$	$N$	$I_i$	$ \bar{I}_i $
11-27		13	25	199	253	-0,41384	0,41384
27-32	26,7699	19	27	199	253	-0,11131	0,11131
32-36	32,261	19	25	199	253	-0,03435	0,03435
36-40	36,1351	20	26	199	253	-0,02228	0,02228
40-44	40,0759	21	26	199	253	0,02651	0,02651
44-49	44,2983	25	27	199	253	0,16312	0,16312
49-54	49,2789	19	24	199	253	0,00647	0,00647
54-57	54,4935	23	26	199	253	0,11748	0,11748
57-62	57,3204	19	23	199	253	0,04903	0,04903
62-72	62,4009	21	24	199	253	0,10655	0,10655

**$\Sigma = 0,10510$**

Declive médio	Limite entre quantis	$S_i$	$N_i$	$S$	$N$	$I_i$	$ \bar{I}_i $
19-41		11	22	199	253	-0,45306	0,45306
41-50	40,8174	21	28	199	253	-0,04760	0,04760
50-54	49,9117	18	27	199	253	-0,16538	0,16538
54-57	54,1351	22	26	199	253	0,07303	0,07303
57-62	57,4948	21	25	199	253	0,06573	0,06573
62-65	61,82	19	23	199	253	0,04903	0,04903
65-69	64,8141	22	27	199	253	0,03529	0,03529
69-72	69,3873	22	26	199	253	0,07303	0,07303
72-75	71,7325	20	24	199	253	0,05776	0,05776
75-80	75,4302	23	25	199	253	0,15670	0,15670

**$\Sigma = 0,11766$**

Convexidade	Limite entre quantis	$S_i$	$N_i$	$S$	$N$	$I_i$	$ \bar{I}_i $
-5; -93		17	23	199	253	-0,0622	0,06220
-93;-136	-93,1429	17	25	199	253	-0,14558	0,14558
-136;-152	-135,897	16	24	199	253	-0,1653	0,16538
-152;-173	-151,952	21	24	199	253	0,10655	0,10655
-173;-206	-172,835	21	29	199	253	-0,08269	0,08269
-206;-249	-206,456	21	25	199	253	0,06573	0,06573
-249;-293	-248,992	19	25	199	253	-0,03435	0,03435
-293;-348	-293,379	23	26	199	253	0,11748	0,11748
-348;-441	-347,606	22	26	199	253	0,07303	0,07303
-441;-999	-441,28	22	26	199	253	0,07303	0,07303

**$\Sigma = 0,09260$**



Concavidade	Limite entre quantis	$S_i$	$N_i$	$S$	$N$	$I_i$	$ \bar{I}_i $
5-134		16	25	199	253	-0,20620	0,20620
134-158	133,685	14	26	199	253	-0,37895	0,37895
158-188	157,507	19	27	199	253	-0,11131	0,11131
188-227	188,052	23	27	199	253	0,07974	0,07974
227-258	227,423	24	25	199	253	0,19926	0,19926
258-285	255,129	19	24	199	253	0,00647	0,00647
285-351	284,501	21	26	199	253	0,02651	0,02651
351-439	351,03	21	23	199	253	0,14911	0,14911
439-586	438,719	21	26	199	253	0,02651	0,02651
586-973	585,934	21	24	199	253	0,10655	0,10655

$\Sigma = 0,12906$

Convergência	Limite entre quantis	$S_i$	$N_i$	$S$	$N$	$I_i$	$ \bar{I}_i $
-7; -53		16	23	199	253	-0,12282	0,12282
-53; -76	-52,6355	15	24	199	253	-0,22992	0,22992
-76;-92	-76,1591	20	25	199	253	0,01694	0,01694
-92;-108	-92,6235	17	26	199	253	-0,18480	0,18480
-108;-120	-108,184	21	25	199	253	0,06573	0,06573
-120;-148	-119,591	22	25	199	253	0,11225	0,11225
-148;-173	-147,646	21	26	199	253	0,02651	0,02651
-173;-204	-172,682	21	26	199	253	0,02651	0,02651
-204;-242	-204,161	22	26	199	253	0,07303	0,07303
-242;-662	-241,681	24	27	199	253	0,12230	0,12230

$\Sigma = 0,09808$

Divergência	Limite entre quantis	$S_i$	$N_i$	$S$	$N$	$I_i$	$ \bar{I}_i $
7-61		19	25	199	253	-0,03435	0,03435
61-86	61,2139	19	27	199	253	-0,11131	0,11131
86-98	86,2697	18	25	199	253	-0,08842	0,08842
98-112	98,3564	22	25	199	253	0,11225	0,11225
112-126	112,499	21	25	199	253	0,06573	0,06573
126-144	125,804	16	27	199	253	-0,28316	0,28316
144-167	144,011	22	26	199	253	0,07303	0,07303
167-193	167,316	20	23	199	253	0,10032	0,10032
193-253	192,609	21	24	199	253	0,10655	0,10655
253-505	252,808	21	26	199	253	0,02651	0,02651

$\Sigma = 0,10016$

Fluxo Máximo	Limite entre quantis	$S_i$	$N_i$	$S$	$N$	$I_i$
64	101	125	199	253	0,02689	0,02689
128	98	128	199	253	-0,02698	0,02698

$\Sigma = 0,02693$

Fluxo médio	Limite entre quantis	$S_i$	$N_i$	$S$	$N$	$I_i$	$ \bar{I}_i $
17-25		18	25	199	253	-0,08842	0,08842
25-32	24,6009	22	26	199	253	0,07303	0,07303
32-34	32	18	25	199	253	-0,08842	0,08842
34-37	34,0051	24	26	199	253	0,16004	0,16004
37-39	37,2997	18	25	199	253	-0,08842	0,08842
39-42	39,4929	21	25	199	253	0,06573	0,06573
42-44	42,2907	14	24	199	253	-0,29891	0,29891
44-51	44,1	22	26	199	253	0,07303	0,07303
51-62	50,8387	22	26	199	253	0,07303	0,07303
62-103	61,627	20	25	199	253	0,01694	0,01694

$\Sigma = 0,102598$

Média das exposições	Limite entre quantis	$S_i$	$N_i$	$S$	$N$	$I_i$	$ \bar{I}_i $
59-173		15	24	199	253	-0,22992	0,22992
173-227	172,649	24	27	199	253	0,12230	0,12230
227-259	227,473	20	27	199	253	-0,06002	0,06002
259-283	258,866	17	24	199	253	-0,10476	0,10476
283-291	282,874	19	27	199	253	-0,11131	0,11131
291-302	290,633	21	25	199	253	0,06573	0,06573
302-313	301,598	21	23	199	253	0,14911	0,14911
313-318	313,196	23	27	199	253	0,07974	0,07974
318-323	318,215	20	25	199	253	0,01694	0,01694
323-337	322,601	19	24	199	253	0,00647	0,00647

$\Sigma = 0,09463$

Exposição média	Limite entre quantis	$S_i$	$N_i$	$S$	$N$	$I_i$	$ \bar{I}_i $
57-168		15	25	199	253	-0,27074	0,27074
168-247	167,76	25	25	199	253	0,24008	0,24008
247-279	246,543	17	26	199	253	-0,18480	0,18480
279-288	278,501	21	25	199	253	0,06573	0,06573
288-298	287,98	18	26	199	253	-0,12764	0,12764
298-309	297,689	21	24	199	253	0,10655	0,10655
309-316	309,069	18	25	199	253	-0,08842	0,08842
316-320	316,294	24	26	199	253	0,16004	0,16004
320-326	319,902	16	24	199	253	-0,16538	0,16538
326-337	326,362	24	27	199	253	0,12230	0,12230

$\Sigma = 0,15317$

Potência de onda	Limite entre quantis	$S_i$	$N_i$	$S$	$N$	$I_i$	$ \bar{I}_i $
149-199		15	25	199	253	-0,27074	0,27074
199-225	198.623	21	27	199	253	-0,01123	0,01123
225-239	225.324	21	26	199	253	0,02651	0,02651
239-256	238.654	15	25	199	253	-0,27074	0,27074
256-270	256.290	22	30	199	253	-0,07007	0,07007
270-281	269.842	21	26	199	253	0,02651	0,02651
281-284	280.896	20	26	199	253	-0,02228	0,02228
284-290	283.999	20	21	199	253	0,19129	0,19129
290-302	289.862	24	25	199	253	0,19926	0,19926
302-387	301.805	20	22	199	253	0,14477	0,14477

**$\Sigma = 0,12334$**

Litologia	$S_i$	$N_i$	$S$	$N$	$I_i$	$ \bar{I}_i $
Areias finas a grosseiras pouco consolidadas	17	19	199	253	0,12886	0,12886
Areias pouco consolidadas e paleossolo bastante orgânico	2	2	199	253	0,24009	0,24009
Arenitos a conglomerados caulíniferos pouco consolidados, com intercalações de argilas, lenhites e enxofre	3	3	199	253	0,24008	0,24009
Arenitos a conglomerados caulíniferos, com intercalações argilosas	37	44	199	253	0,06681	0,06681
Arenitos a conglomerados caulíniferos, com intercalações de argilas, lenhites e enxofre	74	83	199	253	0,12531	0,12531
Arenitos argilosos, com intercalações argilosas e margosas	60	92	199	253	-0,18736	0,18736
Argila caulínifera com areia	1	3	199	253	-0,85853	0,85853
Margas, arenitos argilosos	5	7	199	253	-0,09639	0,09639

**$\Sigma = 0,24293$**

Estrutura	$S_i$	$N_i$	$S$	$N$	$I_i$	$ \bar{I}_i $
Exterior	32	52	199	253	-0,24542	0,24542
Interior	14	22	199	253	-0,2119	0,2119
Horizontal	153	179	199	253	0,08314	0,08314

**$\Sigma = 0,18015$**

Material	$S_i$	$N_i$	$S$	$N$	$I_i$	$ \bar{I}_i $
Rocha	179	229	199	253	-0,00625	0,00625
Solo	20	24	199	253	0,05776	0,05776

**$\Sigma = 0,03201$**

<b>Proteção de sopé</b>	<b><math>S_i</math></b>	<b><math>N_i</math></b>	<b><math>S</math></b>	<b><math>N</math></b>	<b><math>I_i</math></b>	<b><math> \bar{I}_i </math></b>
Blocos	20	29	199	253	-0,13148	0,13148
Plataforma de Abrasão	12	13	199	253	0,16004	0,16004
Plataforma de Abrasão com Blocos	4	5	199	253	0,01694	0,01694
Praia	161	202	199	253	0,01322	0,01322
Praia com plataforma de Abrasão	2	4	199	253	-0,45306	0,45306
<b><math>\Sigma = 0,15495</math></b>						

<b>Falhas</b>	<b><math>S_i</math></b>	<b><math>N_i</math></b>	<b><math>S</math></b>	<b><math>N</math></b>	<b><math>I_i</math></b>	<b><math> \bar{I}_i </math></b>
Não	191	241	199	253	0,00756	0,00756
Sim	8	12	199	253	-0,16538	0,16538
<b><math>\Sigma = 0,08647</math></b>						

**Tabelas A.2 - Valor informativo para classes de unidades de terreno de 20m.**

<b>Altura máxima</b>	<b>Limite entre quantis</b>	<b><math>S_i</math></b>	<b><math>N_i</math></b>	<b><math>S</math></b>	<b><math>N</math></b>	<b><math>I_i</math></b>	<b><math> \bar{I}_i </math></b>
3-8		29	60	380	608	-0,25705	0,25705
8-10	8,0207	39	58	380	608	0,07312	0,07312
10-12	9,88351	29	64	380	608	-0,32158	0,32158
12-13	11,561	37	61	380	608	-0,02995	0,02995
13-16	13,3287	39	61	380	608	0,02269	0,02269
16-19	16,2759	37	61	380	608	-0,02995	0,02995
19-22	19,487	38	61	380	608	-0,00328	0,00328
22-29	22,2028	49	61	380	608	0,25095	0,25095
29-37	28,6573	39	60	380	608	0,03922	0,03922
37-50	37,4013	44	61	380	608	0,14332	0,14332
<b><math>\Sigma = 0,11711</math></b>							

<b>Média das alturas na crista</b>	<b>Limite entre quantis</b>	<b><math>S_i</math></b>	<b><math>N_i</math></b>	<b><math>S</math></b>	<b><math>N</math></b>	<b><math>I_i</math></b>	<b><math> \bar{I}_i </math></b>
3-8		27	60	380	608	-0,32850	0,32850
8-10	7,77314	38	61	380	608	-0,00328	0,00328
10-12	9,5618	30	61	380	608	-0,23967	0,23967
12-13	11,3581	36	61	380	608	-0,05735	0,05735
13-16	12,939	35	61	380	608	-0,08552	0,08552
16-19	15,7501	42	61	380	608	0,09680	0,09680
19-22	18,8545	36	61	380	608	-0,05735	0,05735
22-29	21,4918	51	61	380	608	0,29096	0,29096
29-37	28,6477	40	60	380	608	0,06454	0,06454
37-50	36,0494	45	61	380	608	0,16579	0,16579
<b><math>\Sigma = 0,13898</math></b>							

<b>Declive máximo</b>	<b>Limite entre quantis</b>	<b><math>S_i</math></b>	<b><math>N_i</math></b>	<b><math>S</math></b>	<b><math>N</math></b>	<b><math>I_i</math></b>	<b><math> \bar{I}_i </math></b>
12-46		16	60	380	608	-0,85175	0,85175
46-53	45,9224	29	61	380	608	-0,27357	0,27357
53-59	53,3003	35	61	380	608	-0,08552	0,08552
59-63	58,9496	36	61	380	608	-0,05735	0,05735
63-67	63,133	39	61	380	608	0,02269	0,02269
67-71	66,8296	42	61	380	608	0,09680	0,09680
71-74	71,0488	41	61	380	608	0,07270	0,07270
74-78	74,0934	48	61	380	608	0,23033	0,23033
78-80	77,9585	44	60	380	608	0,15985	0,15985
80-84	80,1667	50	61	380	608	0,27115	0,27115
<b><math>\Sigma = 0,21217</math></b>							

<b>Média dos declives</b>	<b>Limite entre quantis</b>	<b><math>S_i</math></b>	<b><math>N_i</math></b>	<b><math>S</math></b>	<b><math>N</math></b>	<b><math>I_i</math></b>	<b><math> \bar{I}_i </math></b>
8-25		18	60	380	608	-0,73397	0,73397
25-31	25,2814	29	61	380	608	-0,27357	0,27357
31-36	31,412	28	61	380	608	-0,30867	0,30867
36-41	36,016	38	61	380	608	-0,00328	0,00328
41-45	41,1958	39	61	380	608	0,02269	0,02269
45-49	44,8007	41	61	380	608	0,07270	0,07270
49-55	48,7973	38	61	380	608	-0,00328	0,00328
55-60	54,8649	45	61	380	608	0,16579	0,16579
60-65	59,9841	51	60	380	608	0,30748	0,30748
65-75	64,6279	53	61	380	608	0,32942	0,32942
<b><math>\Sigma = 0,22209</math></b>							

<b>Declive médio</b>	<b>Limite entre quantis</b>	<b><math>S_i</math></b>	<b><math>N_i</math></b>	<b><math>S</math></b>	<b><math>N</math></b>	<b><math>I_i</math></b>	<b><math> \bar{I}_i </math></b>
13-36		17	59	380	608	-0,77432	0,77432
36-42	35,7055	31	62	380	608	-0,22314	0,22314
42-48	42,238	37	61	380	608	-0,02995	0,02995
48-54	48,2151	35	61	380	608	-0,08552	0,08552
54-57	53,7639	37	61	380	608	-0,02995	0,02995
57-61	57,4361	36	61	380	608	-0,05735	0,05735
61-66	61,4905	37	61	380	608	-0,02995	0,02995
66-70	66,2051	51	61	380	608	0,29096	0,29096
70-74	70,0628	43	60	380	608	0,13686	0,13686
74-81	73,9949	56	61	380	608	0,38448	0,38448
<b><math>\Sigma = 0,20425</math></b>							

Convexidade	Limite entre quantis	$S_i$	$N_i$	$S$	$N$	$I_i$	$ \bar{I}_i $
0 <sup>+</sup> ;-41		33	60	380	608	-0,12783	0,12783
-41;-70	-41,5466	37	60	380	608	-0,01342	0,01342
-70;-99	-69,9076	23	61	380	608	-0,50538	0,50538
-99;-130	-98,643	32	61	380	608	-0,17513	0,17513
-130;-152	-129,516	40	61	380	608	0,04801	0,04801
-152;-187	-151,953	44	61	380	608	0,14332	0,14332
-187;-229	-186,69	38	61	380	608	-0,00328	0,00328
-228;-288	-228,706	42	61	380	608	0,09680	0,09680
-288;-395	-288,115	47	61	380	608	0,20928	0,20928
-395;-999	-395,303	44	61	380	608	0,14332	0,14332
<b><math>\Sigma = 0,14658</math></b>							

Concavidade	Limite entre quantis	$S_i$	$N_i$	$S$	$N$	$I_i$	$ \bar{I}_i $
0 <sup>+</sup> -76		20	60	380	608	-0,62861	0,62861
76-108	0	27	61	380	608	-0,34503	0,34503
108-140	0	39	61	380	608	0,02269	0,02269
140-171	0	36	61	380	608	-0,05735	0,05735
171-202	0	36	61	380	608	-0,05735	0,05735
202-246	0	35	61	380	608	-0,08552	0,08552
246-301	0	50	61	380	608	0,27115	0,27115
301-367	0	46	61	380	608	0,18777	0,18777
367-504	0	42	60	380	608	0,11333	0,11333
504-973	0	49	61	380	608	0,25095	0,25095
<b><math>\Sigma = 0,20198</math></b>							

Divergência	Limite entre quantis	$S_i$	$N_i$	$S$	$N$	$I_i$	$ \bar{I}_i $
0 <sup>+</sup> -32		24	60	380	608	-0,44629	0,44629
32-45	-35,4236	32	60	380	608	-0,15861	0,15861
45-60	-52,6355	35	61	380	608	-0,08552	0,08552
60-75	-68,7816	33	61	380	608	-0,14436	0,14436
75-91	-82,4733	38	61	380	608	-0,00328	0,00328
91-110	-97,7527	42	61	380	608	0,09680	0,09680
110-132	-114,907	43	61	380	608	0,12033	0,12033
132-158	-138,311	45	61	380	608	0,16579	0,16579
158-199	-169,876	41	61	380	608	0,07270	0,07270
199-619	-230,187	47	61	380	608	0,20928	0,20928
<b><math>\Sigma = 0,15030</math></b>							

Convergência	Limite entre quantis	$S_i$	$N_i$	$S$	$N$	$I_i$	$ \bar{I}_i $
0 <sup>-</sup> ; -35		29	60	380	608	-0,25705	0,25705
-35; -53	31,7493	33	61	380	608	-0,14436	0,14436
-53; -69	45,4716	36	61	380	608	-0,05735	0,05735
-69; -82	60,37	26	61	380	608	-0,38277	0,38277
-82; -98	74,9136	46	61	380	608	0,18777	0,18777
-98; -115	90,9746	43	61	380	608	0,12033	0,12033
-115; -138	110,018	45	61	380	608	0,16579	0,16579
-138; -170	131,623	36	61	380	608	-0,05735	0,05735
-170; -230	158,01	41	60	380	608	0,08923	0,08923
-230; -698	199,201	45	61	380	608	0,16579	0,16579
<b><math>\Sigma = 0,16278</math></b>							

Fluxo máximo	$S_i$	$N_i$	$S$	$N$	$I_i$	$ \bar{I}_i $
16	1	5	380	608	-1,13943	1,13943
32	23	39	380	608	-0,05806	0,05806
64	252	351	380	608	0,13865	0,13865
128	104	213	380	608	-0,24690	0,24690
<b><math>\Sigma = 0,39576</math></b>						

Fluxo médio	Limite entre quantis	$S_i$	$N_i$	$S$	$N$	$I_i$	$ \bar{I}_i $
5-23		25	60	380	608	-0,40547	0,40547
23-30	22,5155	37	61	380	608	-0,02995	0,02995
30-33	29,5385	40	61	380	608	0,04801	0,04801
33-36	33,219	42	61	380	608	0,09680	0,09680
36-39	35,7818	46	61	380	608	0,18777	0,18777
39-43	38,9565	52	61	380	608	0,31037	0,31037
43-47	42,5	37	61	380	608	-0,02995	0,02995
47-54	47,1111	45	61	380	608	0,16579	0,16579
54-65	53,8182	33	60	380	608	-0,12783	0,12783
65-126	64,6771	23	61	380	608	-0,50538	0,50538
<b><math>\Sigma = 0,19073</math></b>							

Média das exposições	Limite entre quantis	$S_i$	$N_i$	$S$	$N$	$I_i$	$ \bar{I}_i $
31-138		19	60	380	608	-0,67990	0,67990
138-238	137,6	28	61	380	608	-0,30867	0,30867
238-275	238,112	33	61	380	608	-0,14436	0,14436
275-293	274,707	29	61	380	608	-0,27357	0,27357
293-304	293,376	39	61	380	608	0,02269	0,02269
304-312	303,874	44	61	380	608	0,14332	0,14332
312-318	312,146	48	61	380	608	0,23033	0,23033
318-324	317,715	44	61	380	608	0,14332	0,14332
324-329	323,935	51	60	380	608	0,30748	0,30748
329-344	328,696	45	61	380	608	0,16579	0,16579
<b><math>\Sigma = 0,24194</math></b>							

Exposição média	Limite entre quantis	$S_i$	$N_i$	$S$	$N$	$I_i$	$ \bar{I}_i $
32-127		15	60	380	608	-0,91629	0,91629
127-216	126,762	34	61	380	608	-0,11451	0,11451
216-257	215,632	27	61	380	608	-0,34503	0,34503
257-281	256,627	33	61	380	608	-0,14436	0,14436
281-299	280,721	39	61	380	608	0,02269	0,02269
299-309	298,894	41	61	380	608	0,07270	0,07270
309-315	309,414	49	61	380	608	0,25095	0,25095
315-321	315,37	45	61	380	608	0,16579	0,16579
321-326	320,943	49	60	380	608	0,26748	0,26748
326-340	326,351	48	61	380	608	0,23033	0,23033

$\Sigma = 0,25301$

Potência de onda	Limite entre quantis	$S_i$	$N_i$	$S$	$N$	$I_i$	$ \bar{I}_i $
122-199		26	50	380	608	-0,18392	0,18392
199-225	198.623	36	72	380	608	-0,22314	0,22314
225-239	225.324	36	64	380	608	-0,10536	0,10536
239-256	238.654	33	61	380	608	-0,14436	0,14436
256-270	256.094	29	70	380	608	-0,41120	0,41120
270-280	269.842	39	60	380	608	0,03922	0,03922
280-282	280.073	38	62	380	608	-0,01954	0,01954
282-290	282.496	47	57	380	608	0,27710	0,27710
290-302	289.862	47	55	380	608	0,31282	0,31282
302-387	301.805	49	57	380	608	0,31877	0,31877

$\Sigma = 0,20354$

Litologia	$S_i$	$N_i$	$S$	$N$	$I_i$	$ \bar{I}_i $
Areias finas a grosseiras pouco consolidadas	40	42	380	608	0,42121	0,42121
Areias pouco consolidadas e paleossolo bastante orgânico	5	6	380	608	0,28768	0,28768
Arenitos a conglomerados caulíniferos pouco consolidados, com intercalações de argilas, lenhites e enxofre	7	9	380	608	0,21869	0,21869
Arenitos a conglomerados caulíniferos, com intercalações argilosas	72	101	380	608	0,13155	0,13155
Arenitos a conglomerados caulíniferos, com intercalações de argilas, lenhites e enxofre	149	198	380	608	0,18568	0,18568
Arenitos argilosos, com intercalações argilosas e margosas	93	229	380	608	-0,43112	0,43112
Argila caulínifera com areia	3	10	380	608	-0,73397	0,73397
Margas, arenitos argilosos	11	13	380	608	0,30295	0,30295

$\Sigma = 0,33911$



<b>Estrutura</b>	<b><math>S_i</math></b>	<b><math>N_i</math></b>	<b><math>S</math></b>	<b><math>N</math></b>	<b><math>I_i</math></b>	<b><math> \bar{I}_i </math></b>
Exterior	36	93	380	608	-0,47908	0,47908
Interior	26	73	380	608	-0,56236	0,56236
Horizontal	318	442	380	608	0,14075	0,14075

**$\Sigma = 0,39406$**

<b>Material</b>	<b><math>S_i</math></b>	<b><math>N_i</math></b>	<b><math>S</math></b>	<b><math>N</math></b>	<b><math>I_i</math></b>	<b><math> \bar{I}_i </math></b>
Rocha	332	550	380	608	-0,03478	0,03478
Solo	48	58	380	608	0,28076	0,28076

**$\Sigma = 0,15777$**

<b>Proteção de sopé</b>	<b><math>S_i</math></b>	<b><math>N_i</math></b>	<b><math>S</math></b>	<b><math>N</math></b>	<b><math>I_i</math></b>	<b><math> \bar{I}_i </math></b>
Blocos	33	72	380	608	-0,31015	0,31015
Plataforma de Abrasão	26	39	380	608	0,06454	0,06454
Plataforma de Abrasão com Blocos	5	13	380	608	-0,48551	0,48551
Praia	308	472	380	608	0,04312	0,04312
Praia com plataforma de Abrasão	8	12	380	608	0,06454	0,06454

**$\Sigma = 0,19357$**

<b>Falhas</b>	<b><math>S_i</math></b>	<b><math>N_i</math></b>	<b><math>S</math></b>	<b><math>N</math></b>	<b><math>I_i</math></b>	<b><math> \bar{I}_i </math></b>
Não	373	592	380	608	0,00808	0,00808
Sim	7	16	380	608	-0,35667	0,35667

**$\Sigma = 0,18238$**

**Tabelas A.3 - Valor informativo para classes de unidades de terreno de 10m.**

<b>Altura máxima</b>	<b>Limite entre quantis</b>	<b><math>S_i</math></b>	<b><math>N_i</math></b>	<b><math>S</math></b>	<b><math>N</math></b>	<b><math>I_i</math></b>	<b><math> \bar{I}_i </math></b>
4-8		51	112	653	1184	-0,19160	0,19160
8-10	8	68	123	653	1184	0,00240	0,00240
10-12	10	54	129	653	1184	-0,27575	0,27575
12-14	11,565	65	118	653	1184	-0,00122	0,00122
14-16	14,0047	63	118	653	1184	-0,03247	0,03247
16-20	16,2691	68	119	653	1184	0,03546	0,03546
20-22	19,589	63	114	653	1184	0,00201	0,00201
22-29	22,2951	87	118	653	1184	0,29030	0,29030
29-37	29,076	62	117	653	1184	-0,03996	0,03996
37-49	37,1835	72	116	653	1184	0,11815	0,11815

**$\Sigma = 0,09893$**

Média das alturas na crista	Limite entre quantis	$S_i$	$N_i$	$S$	$N$	$I_i$	$ \bar{I}_i $
3-8		47	116	653	1184	-0,30837	0,30837
8-10	8,05649	76	122	653	1184	0,12179	0,12179
10-12	9,9318	43	119	653	1184	-0,42285	0,42285
12-13	11,757	58	118	653	1184	-0,11516	0,11516
13-16	13,3754	63	115	653	1184	-0,00672	0,00672
16-19	16,1744	64	123	653	1184	-0,05822	0,05822
19-22	19,4855	69	117	653	1184	0,06701	0,06701
22-29	21,7162	90	119	653	1184	0,31576	0,31576
29-37	28,8185	72	118	653	1184	0,10106	0,10106
37-50	37,0176	71	117	653	1184	0,09558	0,09558
<b><math>\Sigma = 0,16125</math></b>							

Declive máximo	Limite entre quantis	$S_i$	$N_i$	$S$	$N$	$I_i$	$ \bar{I}_i $
12-45		32	118	653	1184	-0,70987	0,70987
45-52	45,2178	61	119	653	1184	-0,07317	0,07317
52-57	52,3147	56	120	653	1184	-0,16706	0,16706
57-61	56,7567	58	123	653	1184	-0,15666	0,15666
61-66	61,4434	65	118	653	1184	-0,00122	0,00122
66-70	65,838	75	117	653	1184	0,15039	0,15039
70-73	70,0263	66	114	653	1184	0,04853	0,04853
73-77	73,3392	75	120	653	1184	0,12507	0,12507
77-79	76,5848	75	117	653	1184	0,15039	0,15039
79-84	79,1277	90	118	653	1184	0,32420	0,32420
<b><math>\Sigma = 0,19066</math></b>							

Média dos declives	Limite entre quantis	$S_i$	$N_i$	$S$	$N$	$I_i$	$ \bar{I}_i $
7-25		32	116	653	1184	-0,69278	0,69278
25-32	25,1161	53	121	653	1184	-0,23042	0,23042
32-37	31,6302	48	119	653	1184	-0,31285	0,31285
37-41	36,5908	50	119	653	1184	-0,27202	0,27202
41-44	41,2393	67	118	653	1184	0,02908	0,02908
44-48	44,3977	60	119	653	1184	-0,08970	0,08970
48-54	48,2921	77	119	653	1184	0,15976	0,15976
54-60	54,3013	81	119	653	1184	0,21040	0,21040
60-64	59,7315	96	118	653	1184	0,38874	0,38874
64-74	64,1185	89	116	653	1184	0,33012	0,33012
<b><math>\Sigma = 0,27159</math></b>							

Declive médio	Limite entre quantis	$S_i$	$N_i$	$S$	$N$	$I_i$	$ \bar{I}_i $
8-34		29	117	653	1184	-0,79980	0,79980
34-40	34,2537	54	120	653	1184	-0,20343	0,20343
40-45	39,9886	52	120	653	1184	-0,24117	0,24117
45-50	45,1089	58	115	653	1184	-0,08941	0,08941
50-55	50,368	67	122	653	1184	-0,00425	0,00425
55-59	55,2627	63	120	653	1184	-0,04928	0,04928
59-65	59,2157	68	117	653	1184	0,05241	0,05241
65-68	64,7905	82	118	653	1184	0,23111	0,23111
68-72	68,4122	81	117	653	1184	0,22735	0,22735
72-81	72,0698	99	118	653	1184	0,41951	0,41951
$\Sigma = 0,23177$							

Convexidade	Limite entre quantis	$S_i$	$N_i$	$S$	$N$	$I_i$	$ \bar{I}_i $
0;-34		60	114	653	1184	-0,04678	0,04678
-34;-63	-34,044	61	119	653	1184	-0,07317	0,07317
-63;-88	-63,488	58	120	653	1184	-0,13197	0,13197
-88;-110	-87,6328	45	118	653	1184	-0,36895	0,36895
-110;-144	-109,799	74	118	653	1184	0,12846	0,12846
-144;-176	-144,299	65	119	653	1184	-0,00966	0,00966
-176;-206	-175,88	68	118	653	1184	0,04390	0,04390
-206;-259	-206,288	65	119	653	1184	-0,00966	0,00966
-259;-362	-259,401	81	119	653	1184	0,21040	0,21040
-362;-999	-361,903	76	120	653	1184	0,13832	0,13832
$\Sigma = 0,11613$							

Concavidade	Limite entre quantis	$S_i$	$N_i$	$S$	$N$	$I_i$	$ \bar{I}_i $
0*-62		45	116	653	1184	-0,35185	0,35185
62-95	61,8134	50	121	653	1184	-0,28869	0,28869
95-128	94,6907	71	118	653	1184	0,08707	0,08707
128-151	127,788	51	120	653	1184	-0,26059	0,26059
151-180	150,926	63	123	653	1184	-0,07397	0,07397
180-214	179,512	66	118	653	1184	0,01405	0,01405
214-258	213,936	74	116	653	1184	0,14555	0,14555
258-339	257,835	74	119	653	1184	0,12002	0,12002
339-448	339,038	81	117	653	1184	0,22735	0,22735
448-973	448,264	78	116	653	1184	0,19820	0,19820
$\Sigma = 0,17673$							

Convergência	Limite entre quantis	$S_i$	$N_i$	$S$	$N$	$I_i$	$ \overline{I}_i $
0 <sup>+</sup> ;-26		45	117	653	1184	-0,36043	0,36043
-26;-42	-26,239	67	118	653	1184	0,02908	0,02908
-42;-55	-41,9172	66	118	653	1184	0,01405	0,01405
-55;-70	-55,2238	66	118	653	1184	0,01405	0,01405
-70;-82	-69,7149	65	118	653	1184	-0,00122	0,00122
-82;-94	-81,8804	57	118	653	1184	-0,13256	0,13256
-94;-114	-93,6445	74	118	653	1184	0,12846	0,12846
-114;-141	-114,09	77	121	653	1184	0,14309	0,14309
-141;-187	-141,353	62	119	653	1184	-0,05691	0,05691
-187;-553	-187,101	74	119	653	1184	0,12002	0,12002
<b><math>\Sigma = 0,09999</math></b>							

Divergência	Limite entre quantis	$S_i$	$N_i$	$S$	$N$	$I_i$	$ \overline{I}_i $
0 <sup>+</sup> ;26		56	116	653	1184	-0,13316	0,13316
26-40	26,3365	65	121	653	1184	-0,02633	0,02633
40-55	40,2605	55	119	653	1184	-0,17671	0,17671
55-67	54,9726	63	118	653	1184	-0,03247	0,03247
67-82	66,6242	77	119	653	1184	0,15976	0,15976
82-102	82,3558	60	117	653	1184	-0,07275	0,07275
102-121	102,184	73	120	653	1184	0,09804	0,09804
121-144	120,632	66	119	653	1184	0,00561	0,00561
144-183	143,8	66	111	653	1184	0,07520	0,07520
183-505	183,118	72	124	653	1184	0,05146	0,05146
<b><math>\Sigma = 0,08315</math></b>							

Fluxo máximo	Limite entre quantis	$S_i$	$N_i$	$S$	$N$	$I_i$	$ \overline{I}_i $
4-21		53	116	653	1184	-0,18822	0,18822
21-28	21,4253	59	120	653	1184	-0,11488	0,11488
28-32	27,5	66	116	653	1184	0,03114	0,03114
32-36	32	82	125	653	1184	0,17348	0,17348
36-39	35,7778	69	120	653	1184	0,04169	0,04169
39-43	39,3143	74	118	653	1184	0,12846	0,12846
43-49	43,1351	74	119	653	1184	0,12002	0,12002
49-55	49,2	72	118	653	1184	0,10106	0,10106
55-66	55,1111	67	116	653	1184	0,04618	0,04618
66-119	66,1467	37	116	653	1184	-0,54760	0,54760
<b><math>\Sigma = 0,14927</math></b>							

Fluxo médio	Limite entre quantis	$S_i$	$N_i$	$S$	$N$	$I_i$	$ \bar{I}_i $
22-112		38	117	653	1184	-0,52951	0,52951
112-223	109,929	53	120	653	1184	-0,22212	0,22212
223-269	222,876	65	122	653	1184	-0,03456	0,03456
269-285	269,032	43	119	653	1184	-0,42285	0,42285
285-297	284,872	75	118	653	1184	0,14188	0,14188
297-310	297,387	59	118	653	1184	-0,09807	0,09807
310-317	309,96	88	119	653	1184	0,29329	0,29329
317-323	316,748	69	118	653	1184	0,05850	0,05850
323-330	322,863	81	114	653	1184	0,25333	0,25333
330-347	329,739	82	119	653	1184	0,22267	0,22267
<b><math>\Sigma = 0,22768</math></b>							

Média das exposições	Limite entre quantis	$S_i$	$N_i$	$S$	$N$	$I_i$	$ \bar{I}_i $
14-126		39	117	653	1184	-0,50354	0,50354
126-252	126,449	49	121	653	1184	-0,30889	0,30889
252-280	252,313	55	120	653	1184	-0,18508	0,18508
280-297	279,781	73	118	653	1184	0,11485	0,11485
297-307	296,715	59	120	653	1184	-0,11488	0,11488
307-314	307,171	80	118	653	1184	0,20642	0,20642
314-320	314,288	73	120	653	1184	0,09804	0,09804
320-326	320,214	74	117	653	1184	0,13697	0,13697
326-332	325,529	81	117	653	1184	0,22735	0,22735
332-346	331,801	70	116	653	1184	0,08998	0,08998
<b><math>\Sigma = 0,19860</math></b>							

Exposição média	Limite entre quantis	$S_i$	$N_i$	$S$	$N$	$I_i$	$ \bar{I}_i $
122-199		43	97	653	1184	-0,21843	0,21843
199-225	195502	56	143	653	1184	-0,34242	0,34242
225-239	222586	57	125	653	1184	-0,19019	0,19019
239-256	238654	54	117	653	1184	-0,17811	0,17811
256-269	256094	35	121	653	1184	-0,64537	0,64537
269-280	268537	79	133	653	1184	0,07418	0,07418
280-282	280073	64	115	653	1184	0,00903	0,00903
282-290	282496	93	117	653	1184	0,36550	0,36550
290-302	289862	82	112	653	1184	0,28330	0,28330
302-387	301945	90	104	653	1184	0,45050	0,45050
<b><math>\Sigma = 0,27570</math></b>							

<b>Litologia</b>	<b><math>S_i</math></b>	<b><math>N_i</math></b>	<b><math>S</math></b>	<b><math>N</math></b>	<b><math>I_i</math></b>	<b><math> \bar{I}_i </math></b>
Areias finas a grosseiras pouco consolidadas	73	79	653	1184	0,51609	0,51609
Areias pouco consolidadas e paleossolo bastante orgânico	6	9	653	1184	0,18961	0,18961
Arenitos a conglomerados caulíniferos pouco consolidados, com intercalações de argilas, lenhites e enxofre	13	18	653	1184	0,26965	0,26965
Arenitos a conglomerados caulíniferos, com intercalações argilosas	129	201	653	1184	0,15158	0,15158
Arenitos a conglomerados caulíniferos, com intercalações de argilas, lenhites e enxofre	266	383	653	1184	0,23054	0,23054
Arenitos argilosos, com intercalações argilosas e margosas	144	449	653	1184	-0,54213	0,54213
Argila caulínifera com areia	3	19	653	1184	-1,25075	1,25075
Margas, arenitos argilosos	19	26	653	1184	0,28142	0,28142
<b><math>\Sigma = 0,42897</math></b>						

<b>Estrutura</b>	<b><math>S_i</math></b>	<b><math>N_i</math></b>	<b><math>S</math></b>	<b><math>N</math></b>	<b><math>I_i</math></b>	<b><math> \bar{I}_i </math></b>
Exterior	49	184	653	1184	-0,72804	0,72804
Interior	57	155	653	1184	-0,40530	0,40530
Horizontal	547	845	653	1184	0,16019	0,16019
<b><math>\Sigma = 0,43117</math></b>						

<b>Material</b>	<b><math>S_i</math></b>	<b><math>N_i</math></b>	<b><math>S</math></b>	<b><math>N</math></b>	<b><math>I_i</math></b>	<b><math> \bar{I}_i </math></b>
Rocha	571	1076	653	1184	-0,03854	0,03854
Solo	82	108	653	1184	0,31966	0,31966
<b><math>\Sigma = 0,17910</math></b>						

<b>Proteção de sopé</b>	<b><math>S_i</math></b>	<b><math>N_i</math></b>	<b><math>S</math></b>	<b><math>N</math></b>	<b><math>I_i</math></b>	<b><math> \bar{I}_i </math></b>
Blocos	57	154	653	1184	-0,39882	0,39882
Plataforma de Abrasão	46	74	653	1184	0,11965	0,11965
Plataforma de Abrasão com Blocos	10	28	653	1184	-0,43454	0,43454
Praia	528	895	653	1184	0,06735	0,06735
Praia com plataforma de Abrasão	12	33	653	1184	-0,41652	0,41652
<b><math>\Sigma = 0,28738</math></b>						

<b>Falhas</b>	<b><math>S_i</math></b>	<b><math>N_i</math></b>	<b><math>S</math></b>	<b><math>N</math></b>	<b><math>I_i</math></b>	<b><math> \bar{I}_i </math></b>
Não	645	1166	653	1184	0,00299	0,00299
Sim	8	18	653	1184	-0,21585	0,21585
<b><math>\Sigma = 0,10942</math></b>						